目　　录

第一部分　层序地层学原理

第二部分　海相层序地层学研究实例

第三部分　非海相层序地层学研究实例：济阳坳陷下第三系高分辨率层序地层学研究

第一部分　层序地层学原理

第一章　引　　言

层序地层学是一种划分、对比和分析沉积地层的新方法。当与生物地层及构造沉降分析相结合时，它提供了一种更精确的地质时代对比、古地理恢复和在钻井前预测油气储集岩、烃源岩和盖层的方法。层序地层学概念在沉积地层上的应用有可能提供一个完整统一的地层概念，就象板块构造曾经提供了一个完整统一的构造概念一样。层序地层学改变了分析世界地层记录的基本原则，打开了了解地球历史的一个新阶段，因此，它可能是地质学中的一次革命。

从本质上说，层序地层学分析提供了划分层序和体系域等时间地层单位组成的地层格架，这些层序和体系域与特定的沉积体系、岩相和油气分布有密切联系，并形成于与海平面相对变化有关的基准面变化。而这些变化表现为地震资料上的反射不连续性和测井、岩心及露头剖面上相带叠置方式的变化。

层序地层学在世界范围内得到了广泛的应用，有以下几方面原因：

①消除了地层学中长期存在的年代地层与岩石地层单位及生物地层单位三重命名的混乱现象。地震反射近似地逼近等时面本身，为地层的划分与对比（至少在准层序级以上）提供了有力的武器。象板块构造学说提供了全球统一的构造概念一样，层序地层学也有可能提供一个全球统一的地层学格架和沉积作用格架。

②第一次提出了全球统一的成因地层划分方案（成因地层年表）。过去人们根据某一或二项标志，提出过地层划分方案（地层年表），其中有古生物的、岩性的、放射性同位素年龄的、古地磁的方案等。但由于没有从根本上从地层的成因和发展上进行研究，因此，出现了许多相互矛盾、无法解释的现象。层序地层学通过对控制地层形成的四个要素（构造沉降、全球海平面升降、气候、沉积物供应）的综合分析，得出相对海平面（或基准面）控制层序形成与发育的概念。将层序内部和层序之间的成因联系确立下来，把地层学从描述性提高到有完整体系的理性阶段。

③建立了地层分布模式。层序地层学是研究地层分布模式的一门科学，它把层序定义为“顶、底以不整合或与这些不整合相应的整合为界的、成因上有联系的一套地层”。层序地层学定义中所说的“地层分布模式”就是这里所指的“成因上有联系的一套地层”。具体到每个层序来说，这“一套地层”就是指在一个海平面相对变化周期（两个相邻下降翼拐点或拐点附近）沉积的地层。即每个层序都可包括三个体系域：低水位体系域、海侵体系域和高水位体系域（指Ⅰ类层序），或者陆架边缘体系域、海侵体系域和高水位体系域（Ⅱ类层序）。这些概念是层序地层学的核心，是许多理论和实际工作的依托。

④提高了地质学家的预测能力，包括理论预测和实际预测两个方面。从理论预测上讲，

通过海平面相对变化的研究，可以预测尚未钻探地层的年代，预测某些应有的体系域的展布方向、范围、可能的岩相及其分布，从而对地质发展史、古地理状况作出科学的预见。从实际上讲，可以通过体系域和沉积相的分布规律，预测有利于形成油气藏以及其它沉积矿产的有利分布带。再进一步，通过高精度高分辨率的地震勘探（尤其是三维地震）、油藏描述、烃类检测等手段，可以进行钻前油藏、油层质量预测，以至已开发油田的开发方案部署、调整、提高采收率预测。

⑤把地球科学的研究从定性推向定量。总的来说，地质科学与其它科学相比，是比较偏于推理性的、定性的、描述性的和经验性的。其根本原因是无法直接了解地下地质条件在时间和空间这四维参量中的真实情况和细节变化。近年来，由于计算机技术和地震勘探以及其它有关学科的发展，已经在盆地模拟、构造史恢复、油气运移、资源评价、储量计算、储层质量预测等方面积累了不少经验，提出了一些定量研究的方法。然而，由于对地层及其所代表的岩相在三维空间和时间上的分布不够了解，影响了上述评估的确定性，并造成不同评估值之间的重大差异。现在，层序地层学的出现，基本上解决了这个问题。可以相信，在不久的将来，随着地震勘探和计算机技术的进一步提高，将有可能以层序地层及地震地层学为主线，把地质研究和（或者）油气勘探的各项主要工作从头到尾贯穿起来，构成一个系统工程。在和其它一切与沉积学有关的科学和技术密切配合的基础上，构成一个从地层划分、相带分布、古地理环境恢复、构造发育史、油藏形成史、油藏预测、油藏质量预测到油藏开发效果监测的一套完整的、比现在精确得多的定量化研究全过程（据徐怀大，1993）。

第二章　层序地层学发展历史

层序作为一种以不整合为边界的地层单位在1948年由Sloss提出："层序并不是一个新概念，当作者及他的同事在1948年提出时便已经是旧概念了。这个概念及其实践和成因地层学一样旧。"可是，我们应当肯定Sloss对于发展以不整合为边界的层序作为地层学的分析工具所做的贡献。Sloss（1963）在北美克拉通晚前寒武纪至全新世地层之间，以区域不整合为边界划分出了六大地层单位，他称这些地层单位为"层序"，并且给它们贯以美国当地的名字，以强调它们源于北美。尽管Sloss感到这些层序没有必要应用到超克拉通或超大陆的岩石地层学和年代地层学中，他仍用这些克拉通层序作为实际工作中的实用地层单位，例如相带等。尽管克拉通层序为层序地层学奠定了基础，但Sloss的观点在20世纪50年代、60年代以及70年代前期除Wheeler（1958）之外仍为少数人所接受。

当P.R.Vail、R.M.Mitchum、J.B.Sangree等人的地震地层学理论在美国石油地质学家协会专刊第26号（Payton，1977）上一发表，层序地层学便进入了另一个重要发展时期。在一系列专题论文中，专家们提出了海平面升降的概念以及相应应用于由地震反射记录的以不整合面为边界的地层型式。Mitchum（1997）阐明并扩展了层序的概念，把它定义为"由有内在联系的相对整合的地层序列组成的地层单位，其顶、底界面为不整合面或与之可对比的整合面"。

Vail在另外两个方面修改了Sloss（1963）对层序的应用。首先Vail和Mitchum的层序比Sloss（1963）的层序包括的时间更短。他把最初的六个克拉通层序进行了更为详细的划分。这样，Sloss的层序便成了Exxon旋回图上的超层序。其次，Vail提出了海平面升降作为层序演化机理的主导因素，但这一观点已经引起并将继续产生更多的争论。由于第26号专刊的诞生和日臻完善的地震反射技术的出现，层序作为一种可行的、以不整合为边界的地层单位进行地层学分析比起Sloss最初的克拉通层序的概念来说确实是一次重大的飞跃。

尽管地震地层学理论代表了层序应用发展历史过程中迈出的重大一步，但它在20世纪70年代后期却主要应用于地震资料范围内的盆地分析中。测井、岩心和露头一般不能单独用来分析层序。地震地层学不能提供在储层范围内进行沉积地层分析所需要的精度。

Jervey（1988）提出的新的实用模型扩展了地震地层学的应用范围，并且用它来解释地震可分辨的地层模型。这一模型很快就实现了，层序能够进一步细分为小的地层单位即"体系域"。从理论上，Posamentier和Vail等（1988）创建了一种三维结构图，即海底扇体系域、低水位体系域、海侵体系域和高水位体系域（Ⅰ类层序）或陆架边缘体系域、海侵体系域和高水位体系域（Ⅱ类层序）。1980年以后，识别出Ⅰ类层序中的低水位体系中有盆底扇、斜坡扇、低水位前积三角洲、深切谷充填（Vail，1987）。

在理论模型发展的同时，受D.E.Frazier（1974）和C.V.Campbell（1967）强烈影响的Exxon地层学家们开始分析研究测井、岩心和露头中向上变浅的硅质碎屑岩地层的沉积模式，目的是要提高地下地层的地质年代和相带的对比精度。这些向上变浅的地层单位以具有重要年代地层学意义的海泛面为边界，由纹层、纹层组、岩层和岩层组构成。实践中层以同期层面为边界，在测井对比中这是一种非正式年代地层标志。

当向上变浅地层单位及组成它们的沉积岩层很明显地已经成为体系域和层序的组成单元时，这种研究就会迅速地和理论模型趋于一致。虽然有些学者把向上变浅的单位称为“旋回”，但 Van Wagoner（1990）称之为“准层序”。Vail 等保留了“旋回”的用法，以表明一个规律性重复事件发生的时间，并强调了准层序和层序之间的关系。

相互关联的准层序叠加形成退积、进积和加积式三种型式，这些有明显联系的准层序叫做“准层序组”。每一个准层序组大致对应于一个体系域。另外，每一个体系域都以一个明显的相组合并在层序中处于一定的位置为特征。

认识到准层序和准层序组是体系域和层序的组成单元，就可以把它们置于年代地层学的系统中，这样，它们的叠加模式、组成岩层类型及在很大程度上还有它们组成部分的沉积环境都是可以预测的。这就加强了它们在地下地层年代和岩相对比中的应用。

准层序的概念，或象它在文献中通常用的名字——向上浅变旋回，至少可以追溯到 1836 年 Phillips 的著述，也包括他在 1912、1930、1950、1967、1971、1975 以及 1982 等年份的著述。Wilson（1975）论述了作为准层序边界的海泛面在年代地层学上的重要意义，他提出碳酸盐岩旋回以大范围的海侵面为边界面，这些海侵面可能是“最可能接近时间标准的”，它们比每个旋回中不同期的岩相更有效。Krumbein 和 Sloss（1963）指出，一个前积浅滩砂岩的海侵面近似一个时间界线。Anderson 等（1984）和 Goodwin 及 Anderson（1985）基于对美国纽约州赫尔德堡碳酸盐的研究，也强调了旋回在年代地层学中的重要性，他们把 Wilson 的向上变浅碳酸盐岩旋回称为一个 PAC，为间断式加积旋回的缩写。

到 1983 年，在美国 Exxon 公司，地层分析超出了对准层序的研究，已发展到了对测井、岩心和露头中硅质碎屑岩层序和体系域的分析。这代表了超越地震地层学的一个重要阶段。应用由地层学相互关系定义的测井、岩心和具有很高分辨率的年代地层学系统，就能够对储层作地层和岩相分析。随着硅质碎屑岩层序、碳酸盐岩相和以层序为标志的生物地层学等的积累以及与地震地层学方法的结合，产生了现在被称为“层序地层学”的地层学和相分析的系统及方法论。

随着越来越多地用层序地层学方法进行盆地分析，从而产生两点重要认识：①在许多沉积记录中硅质碎屑岩以 100，000 到 200，000 年的频率出现。这比原先由地震地层学家发现的频率要高得多；②低水位体系域是保存在硅质碎屑岩层序中占主导地位的体系域，在大陆架它的主要组成部分是深切谷。

有关深切谷的例子在文献中已引用。Fisk（1944）记载了与大约 27，000 年以前开始的最后一次海平面下降相对应的“密西西比峡谷侵蚀下切作用”。密西西比深切冲积谷在有些地方深 260m、宽 193km。从伊利诺斯州到现在海岸线的下部约三分之二为冲积充填，大约延伸 963km 远，充填物包括砾石和粗砂。利用高分辨率的地震资料，Suter 等（1985）记录了穿过墨西哥湾北部大陆架的区域深切作用，它也是与最后一次海平面下降相对应的。美国西部阿尔必阶泥质砂岩及其同期地层中的深切谷均已被人们深入地研究过。

层序地层学将深切谷的形成与相对海平面的升降联系起来，并首次把深切谷列入层序和准层序边界的年代地层学范畴。地震、测井、岩心和露头中层序的详细分析揭示了在低水位体系域的上倾部分深切谷在时空上广泛出现。因此，深切谷的年代、分布以及充填物都是可以预测的（Wagoner 等，1990）。

第三章　层序地层学模式

第一节　层序地层系统

层序地层学对地层单元的划分有其自己的体系，见表3—1、3—2。识别和研究这些地层单位及其在地层年代和岩相对比中的应用是层序地层学的关键。以下从本系统中的最小单位——纹层，向上至最大的单位——层序进行讨论。

层序地层系统中的每种地层单位仅用地层的物理关系来定义和识别，这些物理关系包括横向连续性、单位边界的几何形状、垂直叠加模型以及在单位中地层的横向几何性质。而且，对于边界面两侧地层的岩相及环境分析都十分重要，尤其是对准层序、准层序组及层序边界的识别。

第二节　纹层、纹层组、岩层、岩层组

Campbell（1967）识别出纹层（lamina）、纹层组（laminaset）、岩层（bed）、岩层组（bedset）作为沉积体的组成部分。我们把这些地层单位作为准层序的基本单位。它们的基本性质如表3—1所示，定义及详细特征如表3—2所示。

上述四种地层单位在成因上基本相似，但它们在形成时间间隔及边界面延伸范围上有所差别。确定边界面的主要依据为：①结构变化，②地层尖灭，③以生物钻孔、植物根或土壤带为标志的假整合。图3—1表示地层边界面的分级标准。边界面有轻微侵蚀或无沉积，把新老地层分开。其横向连续性可以从几平方厘米的纹层到几平方公里的岩层或岩层组。这些边界面形成较快，从几秒钟到几千年，因此在其分布范围内基本上是等时的。另外，由这些边界面所代表的时间间隔要比由这些岩层本身所代表的时间间隔大得多。由于这些原因，岩层和岩层组通常用作在多种沉积背景下进行大面积的年代地层对比。加密感应测井（井距由0.8到3km，特别在海相页岩和泥岩剖面）或连续露头上，以岩层或岩层组为基础的年代地层学分析可提供最详尽的数据进行时间地层分析。

第三节　准　层　序

一、准层序研究范围

准层序已经在湖相、海岸平原、三角洲、海滩、潮汐带、河口湾以及陆架环境中被识别出来。但是在河流沉积剖面中，没有海相或边缘海相不出现；在斜坡或盆地剖面中，因沉积在海平面以下很深地带，故不受水深增加影响，对上述环境所形成的准层序很难鉴定。本文所说的准层序是指那些在各种环境下所形成的能够识别的准层序。

二、定义

1. *准层序*（Parasequence）

准层序为以海泛面或与之相应的界面为边界的一组有内在联系、相对整合的岩层或岩层

表 3—1 层序地层学中地层单位级序的定义和特征

地层单位	定义	厚度范围，ft（1000 100 10 1 in）	横向分布范围，mile^2（10000 1000 100 10 1）	形成的时间范围，a（10^6 10^5 10^4 10^3 10^2 10 1）	技术精度
层序	一组有内在联系相对整合的地层，它以不整合或与之相关的整合为顶、底界面（Mitchum 和 Others，1977）				
准层序组	一组有内在联系的准层序，这组准层序形成一个明显的迭加模式，并通常以主要海泛面及其相应的界面为边界				
准层序	一组相对整合的有内在联系的岩层或岩层组，它们以海泛面及与之对应的界面为边界				
层组	见表 3－2				
层	见表 3－2				
纹层组	见表 3－2				
纹层	见表 3－2				

技术精度：传统方法；勘探地震；测井；岩心和露头

表 3—2 纹层、纹层组、岩层及岩层组的详细特征（据 Campbell，1967）

地层单位	定义	地层单位特征	沉积过程	界面特征
岩层组	一组相对整一的有内在联系的岩层序列。它以侵蚀面、不整一面或与它们相关的整一面为边界（叫岩层组界面）	界面上下岩层成分、结构或沉积构造不同	幕式的或周期性的（与下述相同）	与下述相同，此外 ·岩层组及岩层组界面所需的地质年代较岩层长 ·通常在横向上比岩层面分布更广
岩层	一组相对整一、有内在联系的纹层或纹层组序列，以侵蚀不整一或与之有关的整一面为界面	不是所有的岩层都包含纹层组	幕式或周期性的。幕式沉积包括风暴沉积、洪泛沉积、泥石流及浊流沉积，周期性沉积包括由于季节或气候变化的沉积	·形成迅速，从几分钟到几年 ·在层序范围内将所有新地层与其它地层分开 ·相带变化以岩层面为边界 ·对某种环境下的年代地层学有用 ·岩层界面所代表的时间较岩层面所代表时间长 ·分布范围变化大，从数平方米到上千平方公里
纹层组	一组相对整一的有内在联系的纹层序列，以侵蚀面、无沉积或与之有关的整一面为界面（叫纹层组界面）	由一组或一套整一的纹层组成，该纹层在岩层中具有明显的构造	幕式沉积通常见于浪成或流水波痕岩层、浊积、丘状层理中浪成波痕层段，或与流动波纹相反的交错层理中，或前积层的波痕外缘	·形成迅速，几分钟到几天 ·比岩层分布范围小
纹层	最小的肉眼可识别的层	在组成成分及结构上一致，内部不分层	幕式沉积	·形成非常迅速，几分钟到几小时 ·比岩层分布范围小

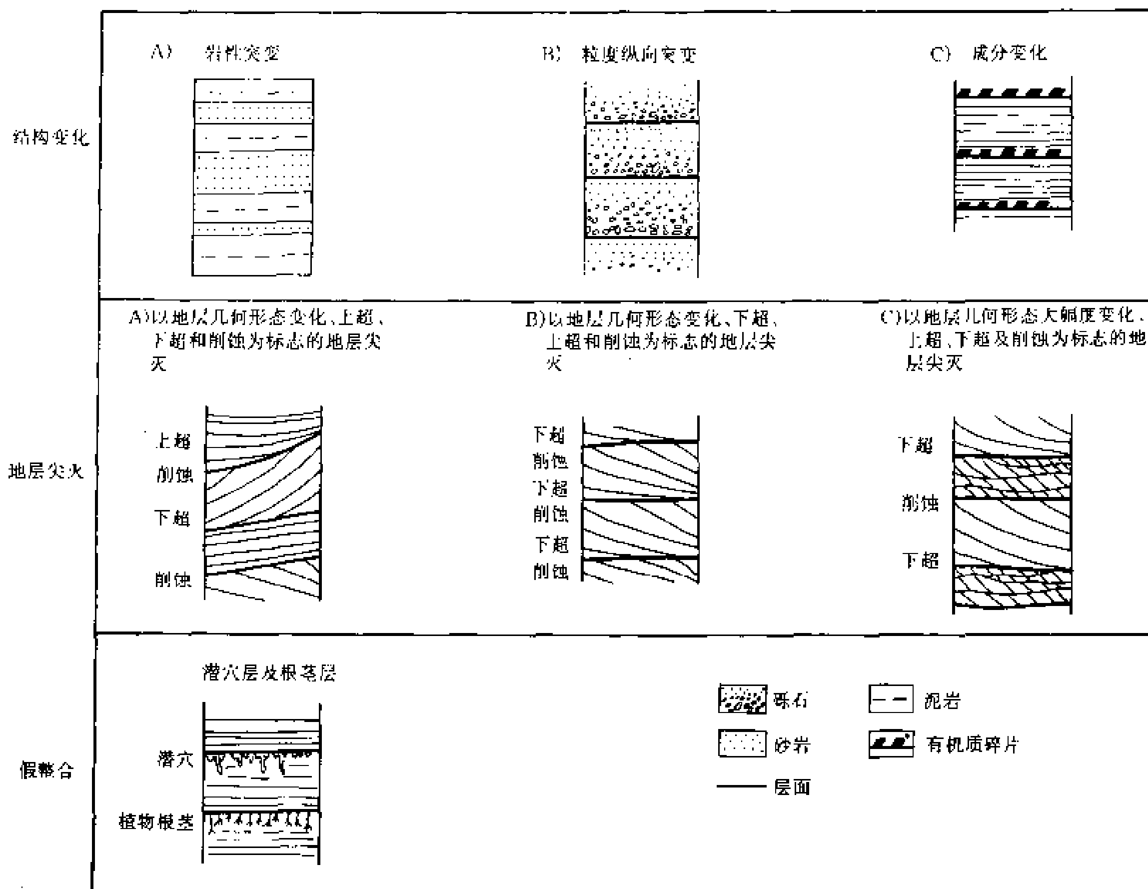


图 3—1　识别岩层界面的标志（据 Wagoner，1990）

组序列，在层序中有特定的位置。准层序可以以层序边界为顶界面或底界面。

2. 海泛面（Flooding surface）

该界面将新老地层分开，横穿该界面水深明显地增加。这一加深通常伴随有较小的水下侵蚀或无沉积（但不会出现由河流回春或相带向盆地内移动而造成的陆上侵蚀），并有一个较小的间断标志。海泛面在海岸平原及大陆架上都有一个相应的界面。

三、特征

准层序特征在表 3—1 中已列出。绝大多数硅质碎屑岩准层序是进积型的，即较新沉积的砂岩向前、向盆地方向连续进积。这一沉积模式形成一个向上变浅的相带分布，即新岩组逐渐地沉积到浅水水域。大部分硅质碎屑岩及碳酸盐岩的准层序属这种向上变浅的序列。

向上变粗及向上变细的地层序列的测井曲线及地层特征如图 3—2 所示。在典型的向上变粗序列中（图 3—2A 到 3—2C），岩层组变厚、砂岩颗粒变粗、砂泥岩比例向上增加。而在向上变细的准层序中（图 3—2D），岩层组变薄、砂岩颗粒变细（通常达到泥和煤的粒级）、砂泥岩比例向上减小。

向上变粗及向上变细准层序中的垂向相带关系揭示了水深逐渐变浅的历程。水深逐渐减小的迹象，如前滨岩层组明显地位于下临滨岩层组之上，在准层序内还没有观测到。同样，指示水深逐渐增加的垂直相带关系也没有在准层序内观测到。即使“向上变深”准层序确实存在的话，它们在岩石记录中也可能是罕见的。大多数“向上变深”的相带组合可能是由退

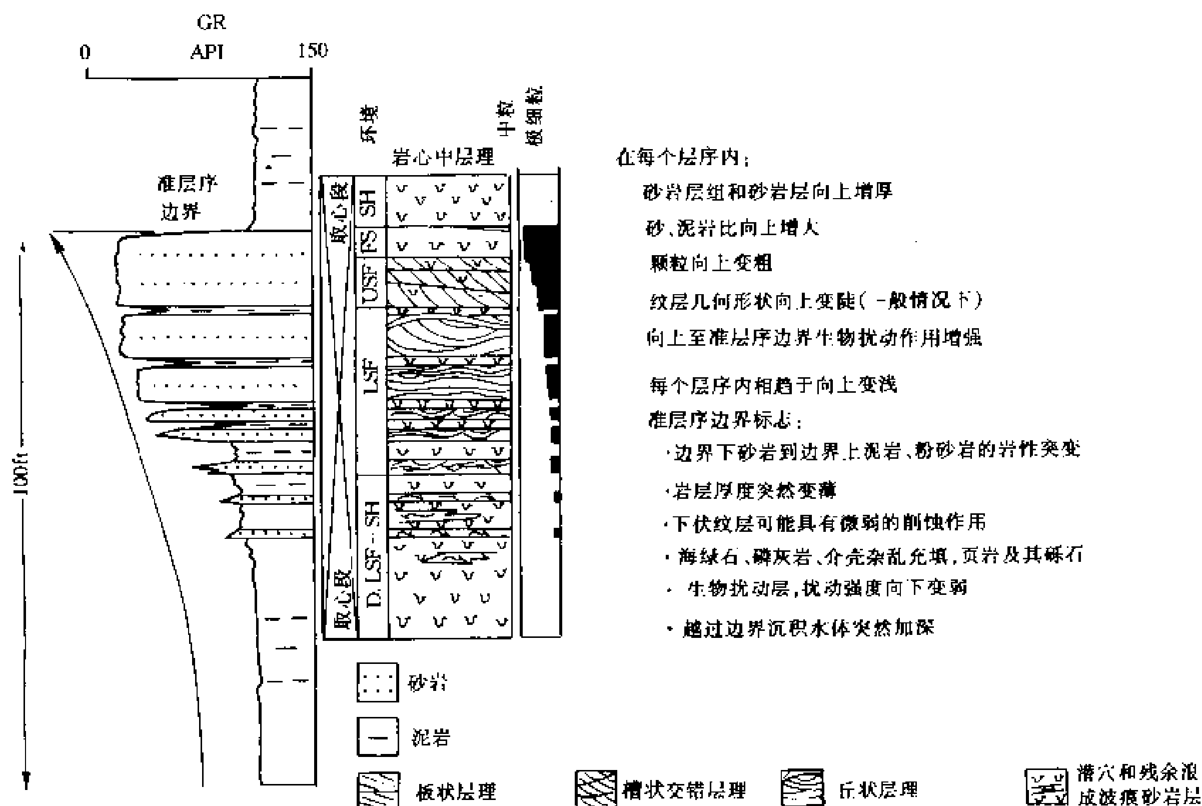


图 3—2A 向上变粗准层序的地层特征，这种类型的准层序形成于砂质的、波浪或河流控制的海岸环境中（据 Wagoner 等，1990）

积准层序组向后叠加产生的。在有些环境中，硅质碎屑沉积致密或水体太深、岩性变化不明显，因此形成的准层序难以辨认。在这些剖面中，地层出现水体向上逐渐加深的现象，只有小心地观察才能揭露标志准层序边界的海泛面的微弱证据。

准层序中岩层组沉积的物源是在海岸线附近的河口区。准层序从盆地边缘向盆地中心充填，海岸线向盆地内部移动是通过准层序进积来完成的。沉积在中至外陆架上的准层序，除在海平面相对下降时期外，通常不在内陆架沉积。但也不排除个别例外，如南非的现代滨岸，强大的洋流横扫三角洲前缘的沉积物，进而在整个陆架上形成沙浪并沉积。如果地史时期存在相似的地质背景，那么就会形成与此类似的沉积。

四、准层序边界

准层序边界是海泛面及与之相应的界面。它无论是从地区性还是到盆地范围内都是平坦的界面，表现为在大区域内仅有较小的地形起伏。通过海泛面可明确地区分开其上覆的深水岩石（如陆棚泥岩）和其下伏的浅水岩石（如滨海相砂岩）。这个海泛面伴随有短暂的沉积间断，具有较弱的海底侵蚀或者无沉积，与海泛面有关的海底侵蚀程度在 1m 范围内（但更可能的范围是从几厘米到几十厘米）发生变化是正常的。

人们在具海泛面的岩心或露头上发现少量海进滞留沉积，它们的分布与层序边界不一致。海进滞留沉积在这里定义为一种厚度通常小于 0.6m、较粗粒物质的层状沉积，由生物介壳、介壳碎片、粘土撕裂屑、钙质结核和硅质碎屑砾石或卵石组成，它们来源于下伏岩层，是由于海进期间海岸带岩石受侵蚀所成。而且这种物质集中在海进面顶部形成不连续的

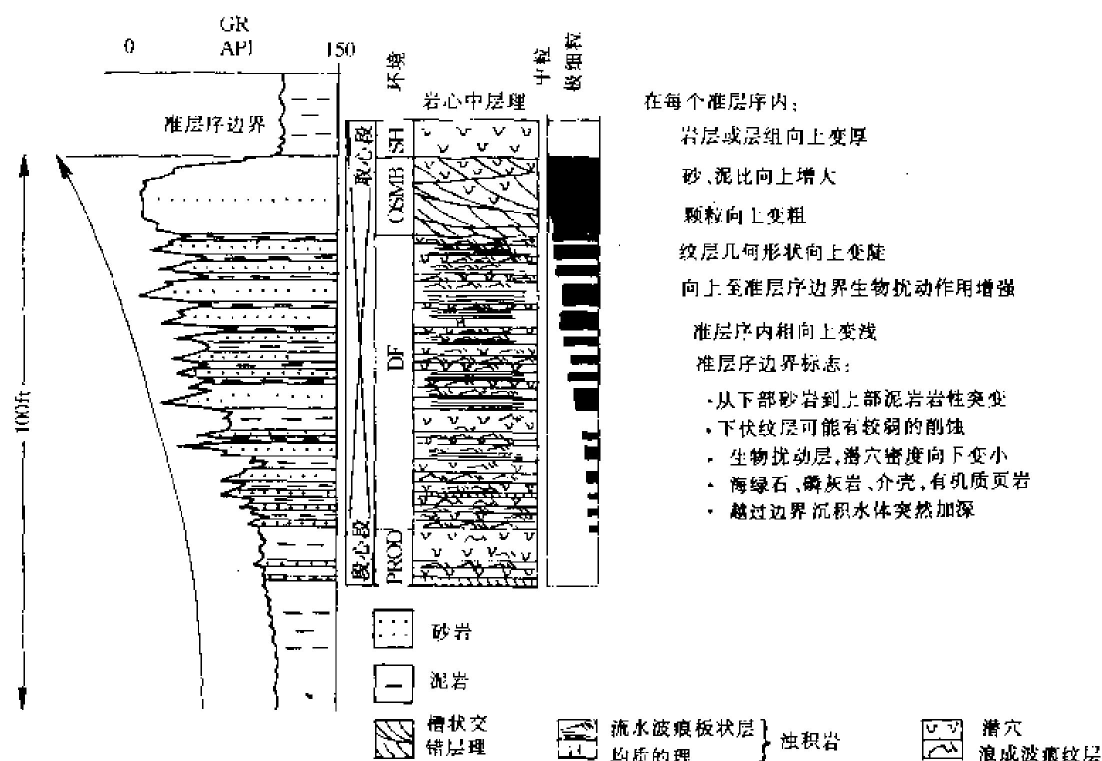


图 3—2B　向上变粗准层序的地层特征，这种类型的准层序形成于砂质的、河流或波浪控制海岸的三角洲环境中（据 Wagoner 等，1990）

地层，通常分布在内至外陆棚上。在岩心或露头中观察海泛面可以用这种沉积颗粒（如以上列出的）为标志进行边界识别，然而当海侵滞留沉积出现在海泛面上时，则该沉积明显地来源于下伏岩层，如卵石质砂岩顶部的薄层硅质碎屑砾石。更常见的情况是滞留沉积出现在与层序边界一致的海泛面上，在这种情况下，滞留沉积与下伏沉积没有明显的同源性。下文将简述四种类型的滞留沉积，其中只有第一类是海侵滞留沉积。

第一类滞留沉积由分布不连续、形状不规则、直径达 2.5cm 的钙质结核组成，位于海泛面上，与位于深切谷底部或河间地带的层序边界一致。它来源于层序界面暴露地表期间在土壤层中形成的钙结砾或钙质结核，后来的海侵搬运走了相对容易剥蚀的土壤，使结核作为滞留沉积物集中形成于海侵面上。这些结核通常作为土壤层存在的唯一标志，除非在海侵陆棚的低凹地带保存有零散的残余土壤层。

第二类滞留沉积是由强烈的生物扰动、波浪或水流对准层序的改造作用直到海泛面以下 1.5m 形成的，它筛去了较小的颗粒并使较粗的颗粒集中。这种改造作用逐渐向下进入下伏岩层，所以剩余准层序与被改造的沉积物之间没有任何能区分它们的界面。这种改造作用可解释为因风暴或海进之后，海侵面上形成相当数量的小颗粒沉积之前，由正常的两栖动物群活动所致。在某些地方，生物扰动作用和海底出露可以形成坚硬的地面。一般来说，这种滞留沉积形成于海泛面之上，与层序边界一致。

第三类滞留沉积通常发现于海泛面之上，它在海平面上升之后，一定数量的较细颗粒的硅质碎屑沉积物前积于陆棚之前出现；并伴随有机或无机碳酸盐岩在海泛面上聚集。有机碳酸盐岩以介壳层的形式形成于海泛面上，为厚度可达 1.8m、广泛分布的板状岩层，虽然这

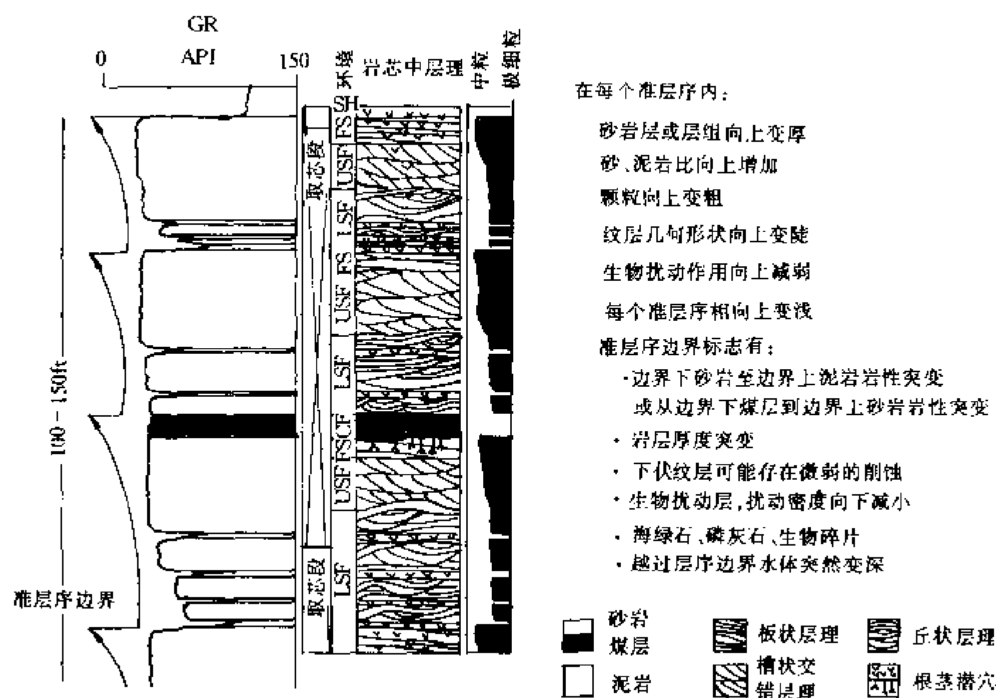


图 3—2C 向上变粗的叠加准层序的地层特征，这些准层序形成于砂质的、波浪或河流控制海岸的海滩环境，该环境中沉积速率与沉降速率相等（据 Wagoner 等，1990）

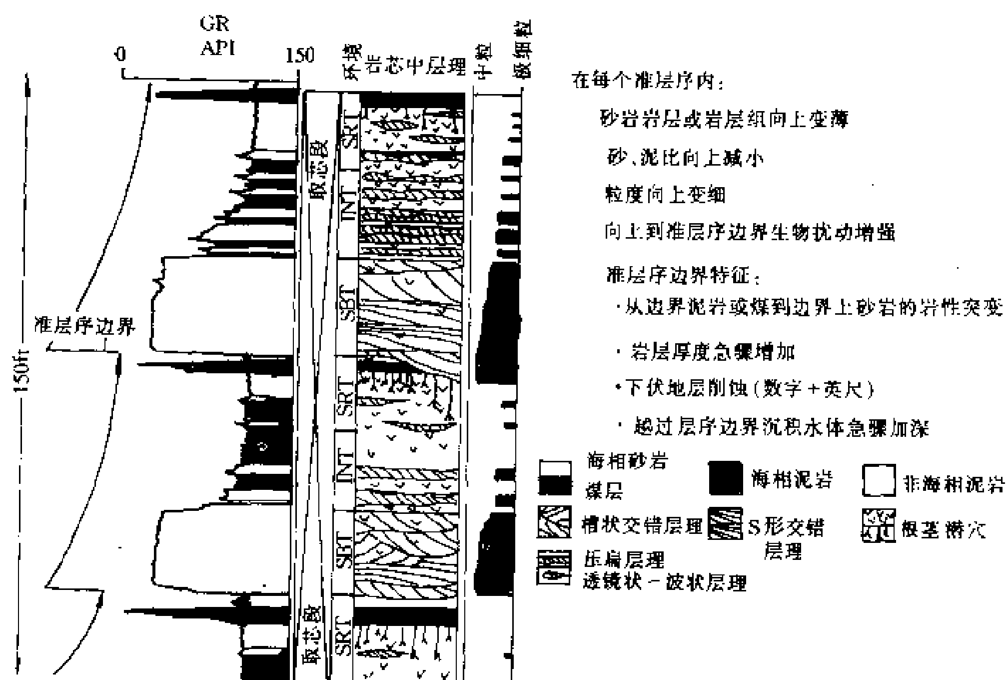


图 3—2D 两个向上变细的准层序中岩层的特点，这些准层序形成于泥质、潮控海岸的潮汐浅滩到潮下环境（据 Wagoner 等，1990）

些介壳层被风暴筛选或重新改造，但这些生物遗体说明了它们是陆架上固有的而不是来源于下伏岩层。在沿着美国马里兰州一个悬崖分布的中新世地层中，这些类型的介壳层位于海泛

面之上并与层序边界一致，无机碳酸盐岩以鲕状灰岩或豆状灰岩的形式在海泛面上形成滩或坝，特别是这些地方无机碳酸盐岩层与远离深切谷的边界一致。在一次缓慢的海平面上升期间，当靠外的部分陆棚随海平面处在低水位期被较浅的海水覆盖时，这些颗粒类型聚积起来，波浪搅动作用足以使之形成鲕粒灰岩或豆状灰岩。最后，当连续海平面上升使得碳酸盐岩颗粒位于波基面以下时，浅滩停止发育并且可能因风暴就地改造而分布于陆棚上。

第四类滞留沉积很可能是最常见的类型，它是一种位于深切谷底部层序边界之上的河道滞留沉积，是在海平面下降期间形成的。上河道滞留沉积由各种类型的颗粒组成，最常见的有滚圆的燧石、石英或石英岩，其厚度范围从仅一个卵石厚的薄透镜体到上米厚的岩层。因此这种滞留沉积形成于海平面下降期间，这将在“层序边界特点”部分讨论“深切谷”时进行阐述。

海泛面在海岸平原和陆棚上都有一个相应的界面存在。在海岸平原上的相应界面不是以强烈的陆上侵蚀、河道回春、海岸超覆下移或下覆岩层的上超为标志，而可能以由于河流作用造成的局部侵蚀或暴露大气中的原地证据来鉴别，如正常情况下在海岸平原沉积中发现的土壤层或含植物根层等。陆棚上的相应界面是一个整合面，没有明显的沉积间断显示，它可通过薄层的远洋或半远洋沉积来鉴别。这些沉积物包括薄层的碳酸盐岩、富含有机质的泥岩、海绿石和火山灰等，反映了陆源沉积物的缺乏。海岸平原中或陆棚上的相关界面通常只能根据海泛面上倾或下倾对比来鉴别。在平静的深水环境里，如大陆坡或海盆底，准层序边界也不能识别出来。

准层序边界的特征表明它们是由于水深的突然增加而形成的。水体加深的速度足够地快，从而阻止了沉积的发生。图3—3简单地说明了准层序边界的形成过程。

在两种特殊情况下，如图3—4所示，准层序以层序边界为上界或下界。第一种情况（图3—4中的上图）层序边界截切下伏海进体系域中的准层序并侵蚀到下临滨砂岩（A井）和海相泥岩（B井）中。随后低水位岸线准层序沉积在层序边界的顶部，原因是：①较新的准层序上界以海泛面为边界，下界以层序边界为界；②较老的准层序上边界以侵蚀性层序边界为界，下边界用海泛面确定。从该例中正确的与错误的准层序解释相比可知，准层序边界解释必须以层序边界的确认为基础，如果层序边界不能识别，就会导致层序解释的错误。

在第二种情况下（如图3—4中的下图），2井中的层序边界表现为陆上暴露面，它与海泛面一致。这两个面的并置使得一个准层序的上、下边界分别由层序边界和海泛面定出。2井中最新的准层序顶部存在三个一致的界面：①准层序边界最初由海泛面定出，海泛面很可能形成于高水位末期；②层序边界表现为陆上暴露面；③最后的海泛面形成于海平面上升时期，结束于低水位期。

位于区域层序边界框架中的准层序边界是进行测井和岩心局部性时间和岩相对比的最好界面，也是编制古地理图的重要界面。原因是：①准层序边界易于识别并能分开新老地层；②这些边界迅速形成，也许数百年至数千年就能形成，这个近似的时间标志对于年代地层学很有用；③层序边界在成因上与岩相组合有关，因而它能为层序内测井横剖面的岩相解释和对比提供一个基本格架；④当准层序边界延伸范围很广时，能够在盆地内进行局部井间地层对比。但是当钻井密度过小时则很难用于区域性对比。由于这个原因以及准层序分布对沉积物供应十分敏感，准层序边界在作区域性年代和岩相对比时通常不是好的界面。

五、准层序的侧向岩相组合

侧向岩性关系能够预测所观察岩心中的岩石类型，由于准层序中每个岩层组的相带变化

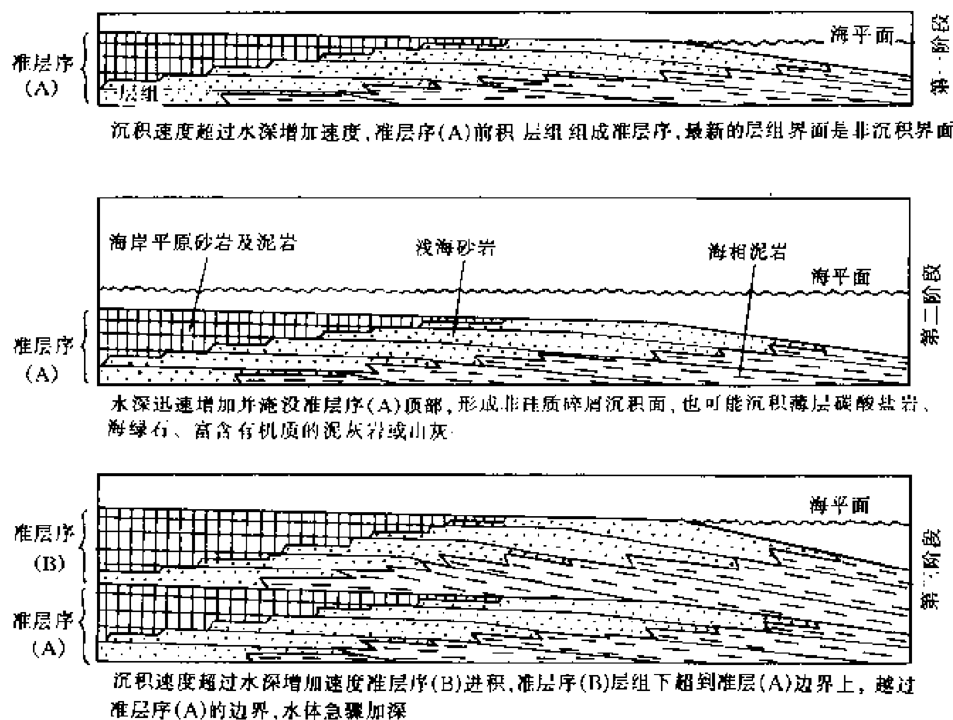


图 3—3　准层序边界的渐进发育过程（据 Wagoner 等，1990）

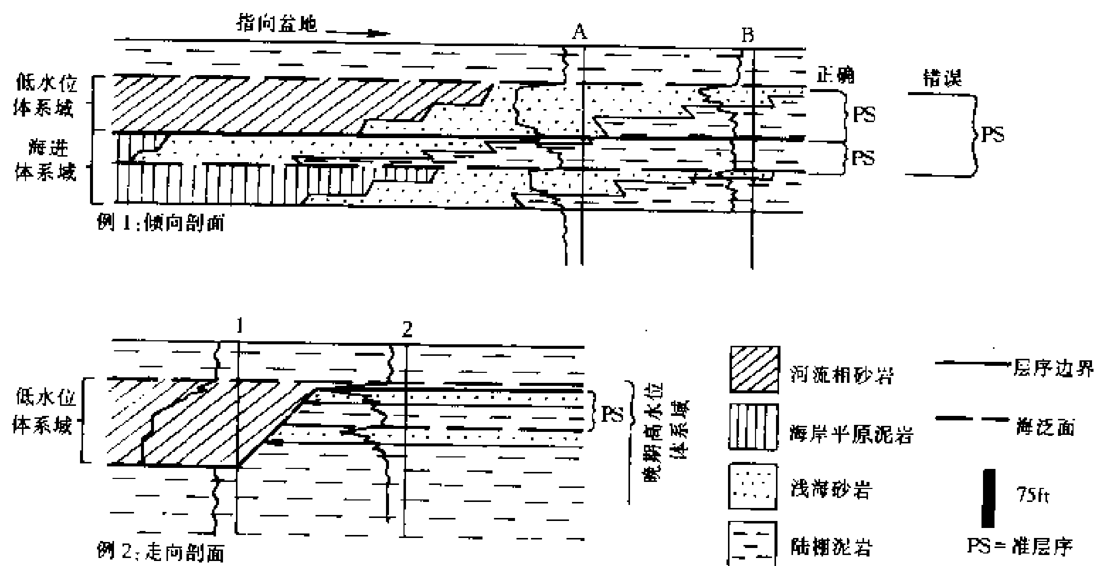
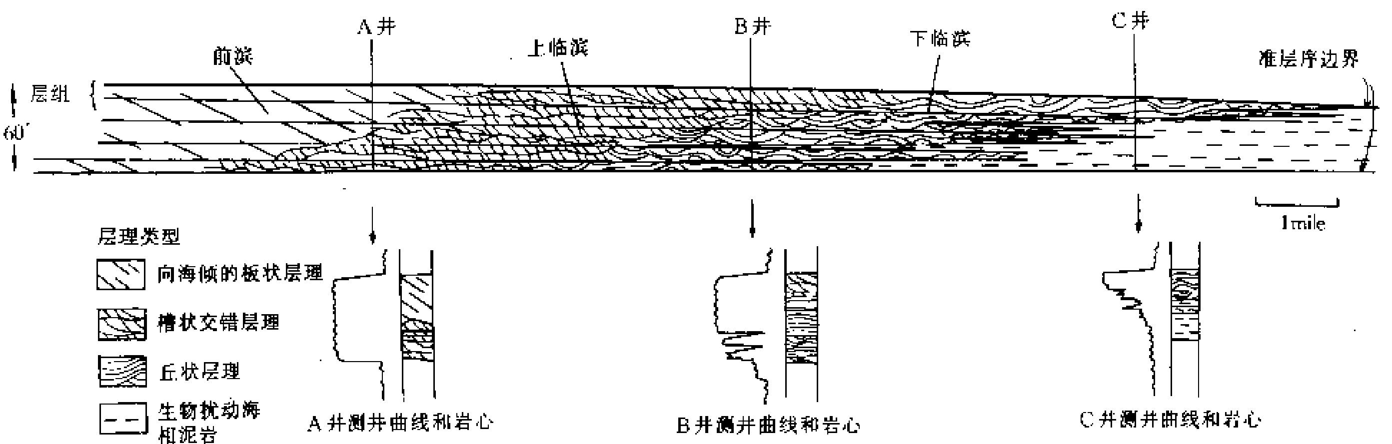


图 3—4　准层序的上界或下界与层序边界一致的两个例子

类型是相似的，因而岩层组之间没有明显的年代地层间断。一个准层序是由一组有内在联系的岩层或岩层组序列组成的。在海滩准层序中的一个岩层中（图 3—5 所示），可从由向海轻微倾斜的、水平的和平行的前滨纹层变化到向着盆地倾向急骤变陡的、具槽状交错层理的上临滨前积纹层。在准层序中这些前滨和上临滨岩石构成了潜在的油气储层。具交错层理的岩层向海方向逐层渐次变成下临滨具波状层理的岩层。最后，沉积在下临滨的相同岩层组向海



地层特征

1. 无沉积或轻微剥蚀的平坦、平行的、向海轻微倾斜的准层序边界；
2. 内部由向海倾斜、叠瓦状岩层组组成，并以岩层组界面为边界；
3. 在每个岩层中层理类型按可预测的顺序向沿海变化；
4. 准层序中任何点上的地层垂直序列通常不完整；
5. 准层序由以下方式尖灭：·上超到一个层序边界；
   ·由河道或大面积河道切割造成地区性侵蚀；
6. 准层序以变薄，页岩圈闭和下超到下伏准层序、准层序组或层序边界上的方式向下尖灭

图 3—5 海滩准层序的侧向岩相关系及重要的岩心和测井特征（据 Wagoner 等，1990）

方向追索可看到厚度只有几厘米的砂岩岩层组，由于受潜穴生物的强烈扰动而使得这里的边界线不清楚。

在向陆方向，准层序中的前滨及上临滨岩层组或者突然相变为冲溢扇，换句话说也就是相变成海岸平原泥岩和薄层砂岩，或者被潮汐口削蚀。由于进积作用，组成准层序的整个垂直地层序列在一个准层序中很难在任何点都是完整的。

准层序向陆方向超覆并尖灭在层序边界上，或尖灭于向上倾斜的海岸或冲积平原的局部河道侵蚀面上；或与层序边界一起尖灭在广阔的河道切口上。由于逐渐变薄，页岩圈闭以及伴随地层变薄而下超到较老的准层序、准层序组或层序边界之上，从而准层序向着盆地方向失去了它们的一致性。准层序边界根据测井曲线可在横向上追踪几十公里。

六、沉积机理分析

在三角洲、海滩或潮坪环境中，当沉积速率大于岸线可容空间增加的速率时，就会形成浅海相准层序。这种增加的可容空间就是新增空间，可解释为海平面升降与地壳升降共同作用的结果。当岸线沉积物供给速率小于新增空间的形成速率时，则形成准层序边界。在这些条件下，海岸线通常迅速后退，并只有很少的海相沉积保存在地层记录中。海泛面是新增空间形成速率大于沉积物供应速率的唯一标志。

准层序边界的形成有三种机理。第一种经证实的机理是随分流河道沉积之后，在三角洲朵体内由于底积泥岩的压实作用使水深相对快速增加而形成的，朵体的水侵产生一个截然的、水平的、有轻微侵蚀的界面，其上通常只有很少或没有保留海侵滞留层。这种准层序边界在面积上与三角洲朵体本身范围相当。Frazier 等（1967）提出，在美国路易斯安那州东南部的圣伯纳德全新世三个最新的三角洲的分布范围在 777 到 7，770km^2 之间，而朵体的持续时间为 800～1，400 年。由于每个三角洲朵体的分界面分布范围广泛且形成迅速，从而为地下较大范围内年代地层和岩石地层分析提供了地区性时间分界线。

第二种准层序边界是由于沿断裂构造活动带发生的沉降而使海平面相对迅速上升而形成的。例如，1964 年美国阿拉斯加地震及 1960 年智利地震，产生的最大海岸沉降幅度分别达 2～3m。Plafker 等（1970）还记录了沿智利海岸线由地震产生的长达 963km、宽 112km 的沉降带。沿着低洼的海岸线，这样的沉陷会快速淹没大面积的海岸沉积，因而产生准层序边界。海岸盐拱附近或生长断层附近在几千年内沉降速率的短期增加也能造成局部海平面相对上升，从而足以淹没海岸沉积、产生准层序边界。

准层序边界形成的第三种机理是海平面升降机理，这将在后面“层序”一节中的“沉积机理分析”中加以讨论。

第四节 准 层 序 组

一、定义

准层序组（Parasequence set）由一组成因相关且具特征叠加方式的准层序构成，其顶底以大的海泛面及与之相应的面为界。其特征总结见表 3－2。

二、准层序组边界

与准层序边界一样，准层序组边界也是海泛面及与之相应的界面。准层序组边界①把典型的准层序叠加方式分开，②可与层序边界一致，③可以是体系域的下超界面或边界。

三、准层序组类型

根据沉积速率与新增空间速率之比可将准层序组中准层序的叠加方式分为进积式、退积式或加积式三种类型。图3—6系统地表明了这些叠加方式及其测井特征。在一个进积式准层序组中，总是向盆地方向沉积一系列连续的、新的准层序；即沉积速率大于新增空间速率。在退积式准层序组中，向陆地方向发育一系列连续的、新的准层序；即，沉积速率小于新增空间速率。尽管退积式准层序组中的每个准层序都向陆地加积，但这种准层序组以“海侵模式”的方式向上加深。我们应用“退积”这个术语，其含义是海岸线或滨线的后退运动(向陆方向)，是进积的反义词。在加积式准层序组中，一系列新的准层序一个个叠加，而没有明显的横向移动；总之，新增空间速率大约等于沉积速率。

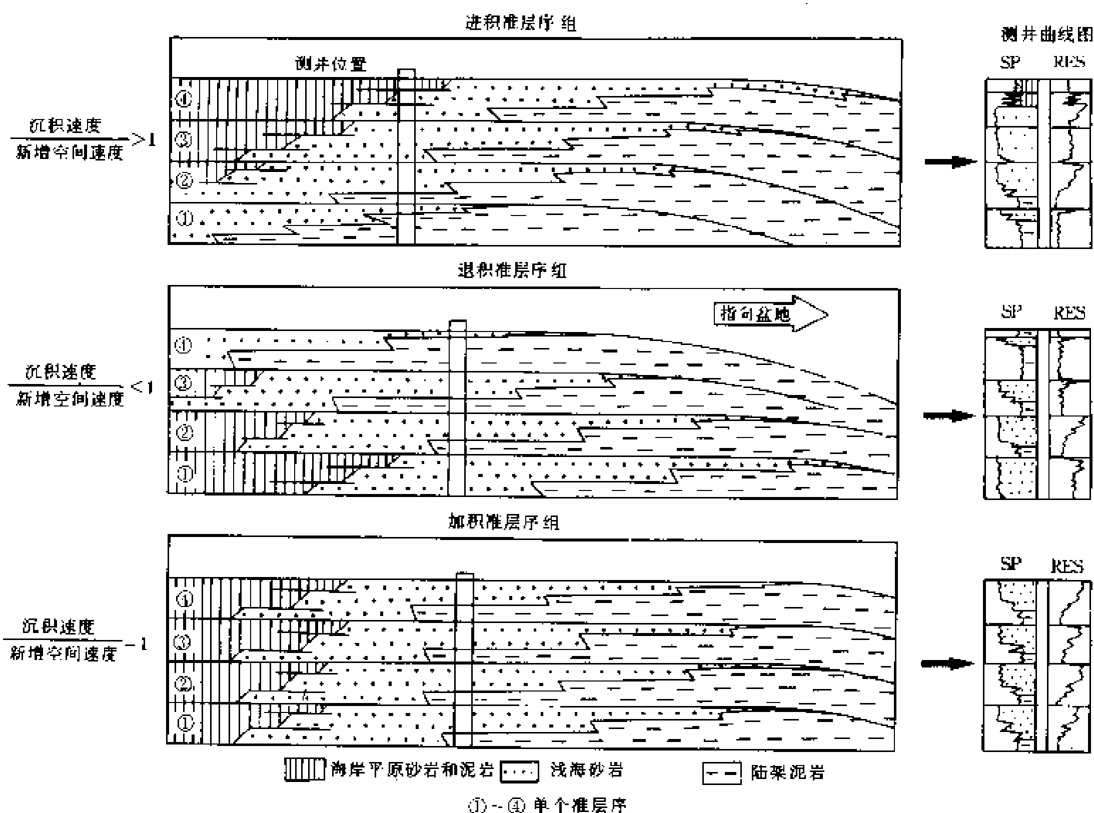


图3—6 准层序组中准层序的叠加方式的横剖面和测井解释（Wagoner等，1990）

四、准层序组中相的垂向关系

准层序组可以从一口井的测井曲线中识别出来。在一个进积式准层序组中（见图版3—1），一系列新的准层序包含着沉积在浅海至海岸平原中的砂岩沉积，和下伏准层序沉积相比孔隙度大、砂岩比例高。井中最新的准层序可能全部由沉积在海岸平原环境中的岩石组成。另外，在这种准层序组中，新的准层序一般比老的准层序厚度大。

在退积式准层序组（见图版3—1）中，一系列较新的准层序比下伏准层序含有更多沉积在深水海相环境中的页岩或泥岩。例如下临滨、三角洲前缘或陆架环境等准层序组中的最新的准层序全部由陆架上沉积的岩石构成。另外这种准层序组中较新的准层序一般比较老的准层序薄。

五、对比的概念

利用准层序和准层序组对比通常可获得与用传统的岩性地层学对比方法大为不同的结果。传统的岩性地层对比是根据层、砂岩或泥岩层的“顶”为标志进行的。为了图示说明这

两种对比方法的某些差别，这里将穿越一个进积式准层序组和一个退积式准层序组的示意横剖面与典型的岩性地层对比剖面进行了对比（图3—7～图3—8）。

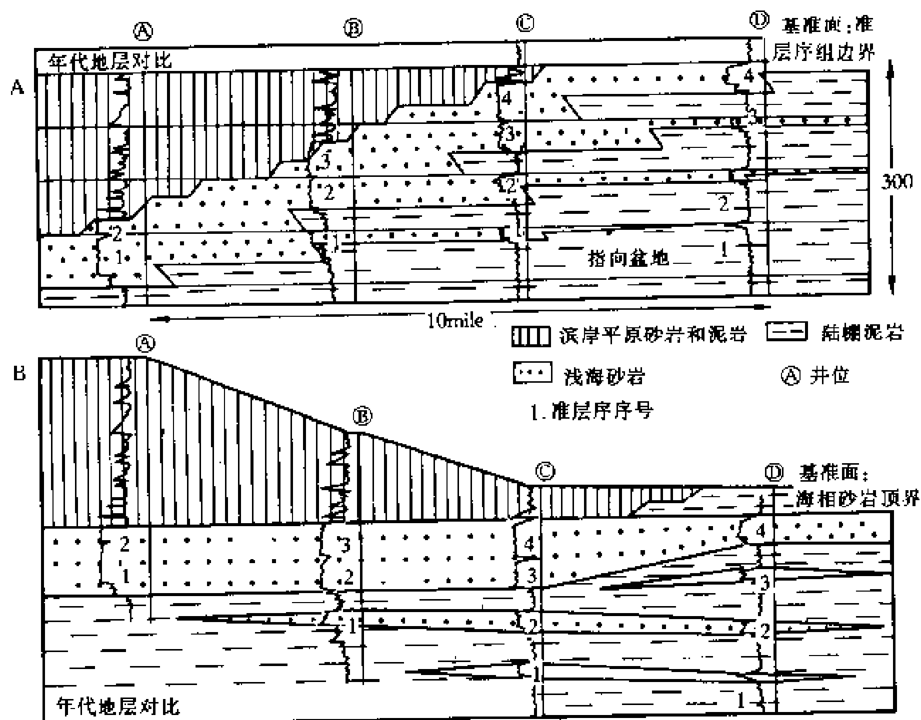


图3—7 （A）年代地层学对比方式和（B）岩性地层学对比方式的比较：进积式准层序组

图3—7的进积式准层序组横剖面是以准层序组边界为标志而建立起来的。每个较新准层序的浅海和滨岸平原岩石均向上和向盆地方向逐次发育，海滩砂岩是有利的储集岩。由于许多砂体在泥岩中上、下是孤立的，因而保证了较差的垂向连通性并有可能隔井油—水界面。由于滨岸砂岩的合并，在海相岩石向上倾尖灭而变为滨岸平原岩石的尖灭区附近有些储集岩仍有可能具有较好的垂向连通性。

图3—7中的岩性地层剖面是以浅海砂岩的顶（面）作为标志层而建立起来的，因为这种边界：①通常是煤沉积的场所，从而提供了一个良好的测井曲线标志；②在SP和伽马测井曲线上具明显的界线；③在各种测井曲线中，如沉积相测井、孔隙度测井曲线中均有类似的电阻率影响，因而各种块状浅海砂岩中的流体也是类似的。按常规做法，如果这种基准面一旦选定，并且通过连接砂岩顶进行岩相对比，那么储层的连通性就会被夸大，不同的砂岩成因也就被混同起来，其结果是可能的浅海砂岩储层就会被解释成向上倾方向相变或海相页岩和泥岩。

图3—8中的退积式准层序组横剖面是以准层序组边界为标志层而建立起来的。这种边界向盆地追索进入具有特征电阻率测井标志层的页岩中。每个准层序进积，而每套浅海砂岩向上倾方向相变为滨海平原沉积。浅海砂岩储层上、下孤立于海相泥岩中，通常具有独立的油—水界面。

图3—8中的岩性地层横剖面是以每口井中最新的主要浅海砂岩顶作为标志层而建立起来的。这种分界是明显的岩性中断。由于其通常以电阻率突变为标志，因而在所有的井中此

界面的测井曲线形态相似且易于识别。应用这种界面进行测井曲线对比，可能会解释出一套连续分布、厚度较薄的浅海相砂岩。这样，储层的连通性被夸大了，而且可能的储集砂岩被错误地连成了具有统一油—水界面的同一砂体。开发资料表明，在这种储层中至少有两个油—水界面时，此时地质学家经常加开一条断层，以解释开发资料和地层解释之间的矛盾。就在该套岩层之上的页岩中通常保存有底栖动物群。运用初次出现的底栖有孔虫作为对比手段得出了与应用砂岩顶所获得的对比一样的结果，因为这些动物的发育受沉积相的控制。这是层序地层对比法与岩石地层或生物地层对比法差异性的极好例子。

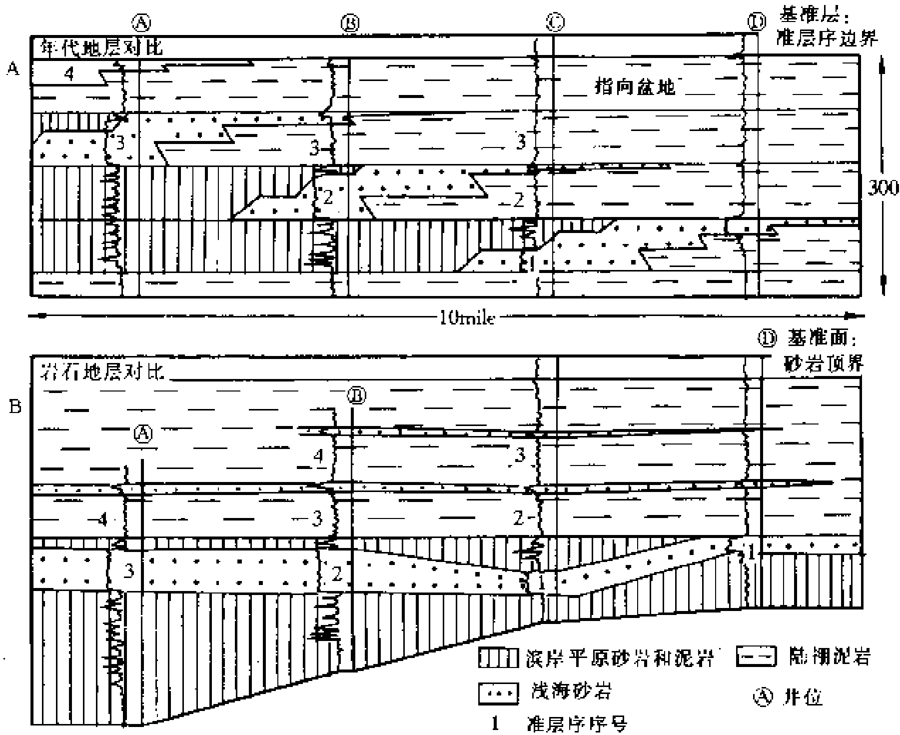


图 3—8　（A）年代地层对比法和（B）岩性地层对比法的比较；退积式准层序组（据 Wagoner 等，1990）

第五节　层　　序

一、定义

1．层序（Sequence）

层序定义为一套成因上相关的、相对整合的连续地层序列，其上下以不整合或与不整合相对应的整合面为界。准层序和准层序组是层序的构成单元。层序的特征见表 3—1。

2．不整合（Unconformity）

不整合为将较新和较老地层分开的面，沿此面有地表剥蚀的证据，在某些地区，还有相应的海底侵蚀或地表暴露的证据，并具有明显的沉积间断。这个定义限定了这类不整合只能应用于陆地表面及其相应的海底侵蚀面。本节所用的不整合定义不包括局部的同生剥蚀作用和与地质作用伴生的沉积作用，如点砂坝的发育或风成砂丘的移动。

3. 整合（Conformity）

整合为分开较新和较老地层的面，沿此面没有任何侵蚀或无沉积的证据；并且沿此面亦没有任何明显沉积间断的表现。但它可包括这样的一些面：在这此面上，仅有很缓慢的沉积作用，或很低的沉积物聚集速率，非常薄的沉积物却代表很长的地质时期。

层序根据客观标准（包括边界面类型、准层序组的分布，以及其在层序内的位置）可进一步分成体系域（systems tract）。体系域可用几何形态及沉积相的组合来表征。体系域的定义为同期沉积体系的组合；沉积体系为岩相的三维组合。下文定义了四个体系域：低水位（lowstand systems tract，简称低位域，LST）、陆架边缘体系域（shelf－margin systems tract，又叫陆棚边缘体系域，SMST）、海侵体系域（transgressive systems tract，又叫海进体系域，海侵（进）域，TST）及高水位体系域（highstand systems tract，简称高位域，HST）。低水位和高水位是描述性的术语，指在层序内的位置；当指体系域时，这些术语不表示时间间隔、或在海平面变化周期相对旋回上的位置。在岩石记录中识别出了Ⅰ类和Ⅱ类两种类型的层序，它们的定义和识别是根据：①层序边界之间组成体系域的地层组合，②边界不整合的类型。Ⅰ类层序是由低水位体系域、海侵体系域和高水位体系域所组成，其下伏边界为Ⅰ类不整合及其对应的整合。Ⅱ类层序由陆架边缘体系域、海侵体系域和高水位体系域所组成，其下伏边界为Ⅱ类不整合及其对应的整合。

Ⅰ类层序的形成是在沉积岸线坡折处，当海平面下降的速率超过沉降速率，并在那里产生了相对海平面下降的时期形成的。沉积岸线坡折是陆棚上这样的一个位置：该位置的向陆一侧（方向），沉积表面处于或接近基准面，通常是海平面；而该位置的向海一侧（方向），沉积表面在海平面以下。这个位置大体上与三角洲河口砂坝的向海一端或与滨岸环境的上临滨一致。Vail等（1981）把沉积岸线坡折称作“陆架边缘”。

层序内体系域的分布部分地取决于沉积岸线坡折和陆架坡折之间的关系。我们把陆架坡折（shelf break）定义为海洋盆地内这样的一种自然地理区：该区海底坡度（角）从大陆架（陆架坡折的向陆一侧，坡度小于1:1，000）到大陆坡（陆架坡折向海的一侧，坡度大于1:40）有明显变化。在现今的高海水位期间，陆架坡折的水深变化为37m至183m。在许多海盆中，在相对海平面下降时期，沉积岸线坡折离陆架坡折向陆侧的距离为160km或更远一点。在另外一些海盆中，如果高水位体系域已进积到陆架坡折区，那么，在海平面相对下降时期，沉积岸线坡折可能位于陆架坡折处。

Ⅱ类层序边界是在当时的沉积岸线坡折处，当海平面下降速率略小于或等于盆地沉降速率时形成的。这意味着对第Ⅱ类层序边界来说，在沉积岸线坡折处没有相对的海平面下降。

二、Ⅰ类层序的地层模式

盆地的几何形态从根本上影响着Ⅰ类层序的地层格架。沉积于具有陆架坡折盆地的Ⅰ类层序和沉积于具有斜坡边缘盆地的Ⅰ类层序相比，具有不同的低水位沉积组合（形态）。现将沉积于具陆架坡折盆地和沉积于具斜坡边缘盆地的Ⅰ类层序及其组成体系域比较于后。

1. 具陆架坡折边缘的盆地

一个理想的Ⅰ类层序的低水位、海侵和高水位体系域内的准层序和准层序组的分布格局如图3—9所示。这种类型的层序是沉积于这样的一种盆地：

1）具有界线分明的陆架、陆坡及盆底地形；

2）陆架坡度小于0.5°，陆坡坡度3°～6°、沿海底峡谷壁坡度10°；

3）具有相对突变的陆架坡折，把低角度的陆棚沉积物与坡度陡得多的陆坡沉积分开；

4）从浅水区到更深的水区有相对突变的过渡带；

5）具倾斜的斜坡地貌形；

6）如果海底峡谷一旦形成，则在沉积岸线坡折以下具有与海平面下降相应的下切侵蚀作用；

7）具可能的盆底扇和斜坡扇的沉积作用。

除此之外，下述的附加条件也必须存在：

1）足够大的河流体系以切成峡谷并把沉积物供给盆地；

2）足够的可容空间，以保存准层序组；

3）海平面下降的速率和幅度足以能在或略微超过陆架坡折处沉积低水位体系域。

下面要讨论的组成准层序组皆是那些在各种体系域中最常遇到的准层序组。沿盆地边缘沉积物供给速率的变化及相对海平面的变化都能导致不同的准层序组在陆棚上不同地区的同时沉积。因此在同一层序内，在陆棚上从一地区到另一地区，体系域的边界可以随时间而变化。一个理想层序内体系域的基本地层组成（图3—9）将在下文讨论。尽管该图中容进了海底扇，但这并不意味着表达了这种层序的精确厚度。如前所述，层序的定义是根据组成地层及边界面的类型，而不是根据厚度或形成的时间。例如一个以不整合为界的地层单元，如其组成体系域不具内部不整合（按本书定义），就是一个层序。这个层序可以是数米厚，仅能在测井曲线上或岩心及露头上方可识别；也可厚达上百米，在地震剖面上即能识别。

（1）低水位体系域（见图版3—2、图版3—3、图版3—6）

低水位体系域由盆底扇、斜坡扇及低水位楔状体所组成。一般地讲，盆底扇主要是砂质，由鲍马序列的Tab、Tac和被削蚀的Ta所组成的地层。其似乎类似于Mutti（1985）的第Ⅰ和第Ⅱ类型的扇。盆底扇可能沉积在峡谷口处，也能够远离峡谷出口而广泛发育。盆底扇在陆坡或陆架上毫无同期的岩石。斜坡扇由具天然堤的浊流沟道和漫溢沉积物所组成，上伏于盆底扇之上，并被上覆的低水位楔状体所下超。斜坡扇好像与Mutti的第Ⅲ类型的扇相类似。低水位楔状体由一个或多个组成楔状体的进积准层序组所组成，其远源部分由厚而又多为页岩成分的楔状沉积单元构成，该单元下超在斜坡扇上。

准层序在盆底扇和斜坡盆地沉积环境中是难以识别的，因为在这些环境中，没有任何来识别水体向上变浅的标志。这些环境中的扇叶体以向上变薄和变细的岩层组为特征，或以向上变厚和变粗的岩层组为特征，可能代表准层序。

深切谷（Incised valley）是沟切的河流体系，其通过下切作用使其河道向盆地延伸并切入下伏地层，以与海平面的相对下降相呼应。在陆棚上，深切谷以层序边界为下界，以首次主要海泛面为上界。图3—9左边的测井曲线说明了深切谷中常见充填沉积物的测井曲线型式，据测井曲线形态解释为辫状河道，它与陆棚泥岩呈突变接触。这种沉积环境的异常垂向伴生组合叫做沉积相向盆地的迁移（basinward shift in facies），它是因海平面下降而形成的。沉积相向盆地迁移是在这样的情况下发生的：沉积在层序边界之上的浅海至非海相地层直接位于更深水沉积地层（如层序边界之下的中—外陆棚泥岩和薄层砂岩）之上，二者之间无中间过渡环境沉积。沉积相向盆地迁移既可以是过渡相被剥蚀的结果，也可以是由于环境的快速迁移而缺乏沉积作用的结果。相向盆地迁移因分流河道不同而异，这将在“层序边界特征”部分中予以讨论。

区域地层分析表明，硅质碎屑岩层序中的储层主要发育在低水位体系域内。

（2）海侵体系域（见图版3—4）

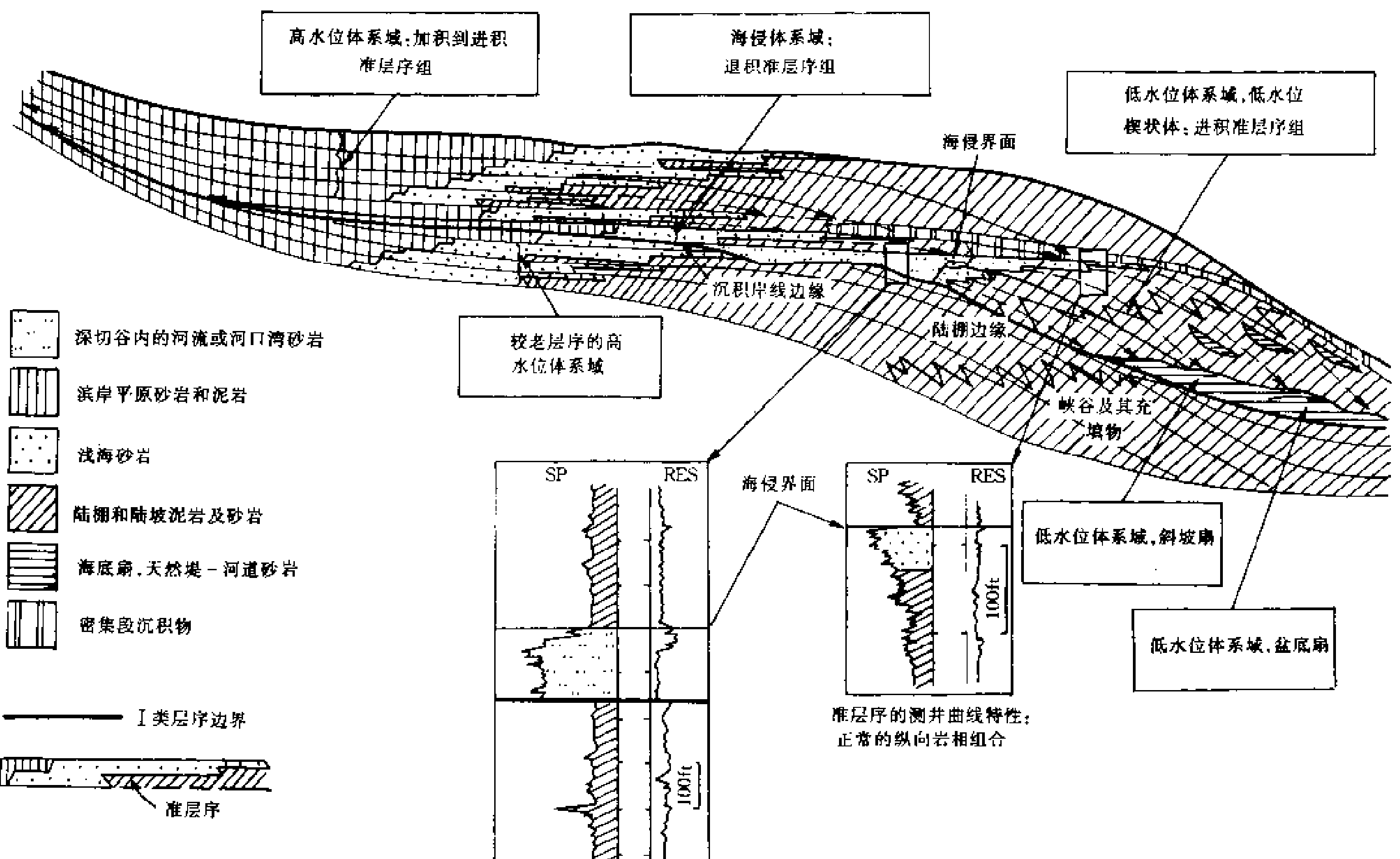


图3—9 沉积于具陆架坡折盆地中的Ⅰ类层序的地层格架（据 Wagoner 等，1990）

海侵体系域下界为海侵面，上界为下超面或最大海泛面。海侵体系域内的准层序逐次后退，以退积式准层序组发育为特征。在这种体系域中，随着依次堆积的较新的准层序向陆的逐步推移，其水体向上逐渐变深。与海侵体系域中最新准层序的上界相一致的下超面同上覆高水位体系域的斜积可能合并，而且厚度非常薄。正是在海侵至早期的高水位体系域发育期间，这种密集层段才沉积下来。

密集段（Condensed section，凝缩层，缓慢沉积段）是由薄层的半远洋或远洋沉积物所组成的相，这类沉积物是在准层序逐渐向陆推而陆棚区又缺少陆源沉积物时期沉积的。现在发现，在这种缺少陆源物质的层段内动物群的分异度和丰度在整个层序内部都是最大的。尽管密集段一般很薄，沉积物聚集速率很低，且经历了很长时间，但其沉积作用却是连续的。

在最大区域性海侵时期，密集段分布最广。这些特征对地层分析有两个重要的应用价值。第一，如果对用来确定生物地层年代的露头、岩心或岩屑样品不加选择，那么该层段就会被遗漏掉。如果没有发现它，那么，在生物地层记录中就可以出现一个明显的时间间断，因而也就会使地质学家在沉积作用实际连续的地区假想出一个大的不整合。第二，密集段一般比其上、下岩石所含的深水动物要丰富，种属也更多。在海侵或低水位体系域的多数河流、河口湾或浅海砂岩中，很少或根本找不到动物群。如果一口井穿过了几个层序，但我们仅依靠采集了密集段中的动物群样品而不注意根据同一层段的测井或地震资料进行沉积环境解释，那么就有可能对采样段作出连续深水沉积环境的解释。从而遗漏了几个重要的层序边界，而沿着这种边界，河流或浅海的相的优质储集砂岩可能被搬运到了盆地的更深处。此外，这种砂岩还可能被错误地解释为沉积在深水之中了。

（3）高水位体系域（见图版 3—5）

高水位体系域的下界为下超面，上界为下一个层序的边界。早期的高水位体系域通常由一个加积式准层序组所组成，晚期的高水位体系域则由一个或多个进积式准层序组构成。理想的高水位体系域如图 3—9 所示。在许多硅质碎屑岩层序中，高水位体系域明显被上覆层序边界所削蚀，其厚度较薄且富页岩。

2．具斜坡边缘的盆地

斜坡边缘上的沉积作用有以下特征：

1）均一，具小于 1°的低角度斜坡，最常见的斜坡小于 0.5°；

2）叠瓦状至 S 形的倾斜形态；

3）在缓坡和陡坡之间不存在突变的坡折；

4）从浅水区至更深水区，水体的深度没有突变；

5）海平面相对下降可使下切作用至低水位滨岸沉积，但不会再向下进行；

6）具有低水位三角洲及别的滨岸砂岩的沉积作用（盆底扇及斜坡扇不大可能沉积在斜坡边缘上）。

美国西部及加拿大内陆前陆盆地中的白垩纪地层具有这种类型的层序。Asquith（1970）曾说明过几个轮廓明显的 S 形到叠瓦状倾斜形态的例子；这些倾斜地层的现今坡度为 0.5°或更小一点，分布于怀俄明州的华沙基、大霍恩及波德河盆地。

尽管 I 类层序中具陆架坡折边缘和斜坡边缘盆地中的海侵体系域和高水位体系域类似，但二者中的低水位体系域却不同。厚而富含页岩的低水位楔状体、斜坡扇和盆底扇是不大可能形成于这种低水位体系域中的，因为斜坡上的沉积坡度较低且均一。然而斜坡边缘盆地的低水位体系域却一般都由宽窄不一的深切谷所组成，其通常被潮控三角洲沉积物及同期上倾

方向的河流相地层所充填。在其海侵体系域或高水位体系域内经常发现有低角度的倾斜地形。在这种类型的盆地中，三角洲前缘浊积岩较常见，但可能被误认为是海底扇。

Ⅰ类层序沉积作用有两个端元。在第一个端元中，海平面的相对下降足以把低水位海岸线推移到沉积岸线坡折之外而到达陆架坡折，从而可能形成峡谷和海底扇。在第二个端元中要么海平面相对下降把低水位滨线移到了沉积滨线坡折以外，没有到达陆架坡折，要么因斜坡边缘盆地中根本没有陆架坡折存在，结果使得低水位体系域由较薄的楔状体组成，而根本没有峡谷和海底扇的形成。

三、Ⅱ类层序中地层模式

Ⅱ类层序中的准层序组及体系域的分布如图3—10所示。Ⅱ类层序中最低的体系域是陆架边缘体系域。Ⅱ类层序可沉积在陆棚的任意地方，并且由一个或多个轻微进积或加积的准层序组构成。这些准层序组由具上倾滨岸平原沉积物的浅海准层序组成。陆架边缘体系域的底界是Ⅱ类层序边界，其顶界是陆棚上第一个明显的海泛面。Ⅱ类和Ⅰ类层序的海侵体系域和高水位体系域是类似的。

沉积在斜坡边缘上的Ⅱ类（图3—10）和Ⅰ类层序（图3—9）总体上类似，两者都缺少扇和峡谷，并且两者初始的体系域（Ⅱ类层序的陆架边缘体系域及Ⅰ类层序的低水位体系域）均是在陆棚上沉积的。然而沉积在斜坡边缘上的Ⅱ类层序与Ⅰ类层序不同，其在沉积岸线坡折处没有任何相对的海平面下降。因而Ⅱ类层序也就没有下切谷，并且也缺少明显的侵蚀削蚀，因这种侵蚀削蚀乃起因于河流的回春及沉积相向盆地的迁移。

四、层序边界特征

层序边界是不整合及其对应的整合，是横向上连续广泛分布的面，至少覆盖整个盆地，并且好象同时发育在世界范围内的许多盆地中。层序边界把边界之下的所有地层和边界之上的所有地层分隔开来，并且也具有年代地层学的意义。测井曲线横剖面的层序边界对比为相分析提供了高分辨率的年代地层学框架。如果有足够的井控资料可以利用，那么，这种框架在年代地层划分中将不止等同于其它的手段或许优于其它手段；并且如果有必要的话这种框架还可以从测井数据库中开发出来。下面将分两部分来讨论层序边界：识别标志和深切谷。

1. 识别标志

用测井曲线、岩心或露头资料识别层序边界不整合面的标志，对Ⅰ类层序边界来说包括相向盆地的迁移；对Ⅰ或Ⅱ类层序边界来说也包括准层序叠积型式的垂向变化。做为后一种识别标志的示例，现研究一下三个准层序组的情况：从老至新的垂向叠加顺序为退积式准层序组、进积（或加积）式准层序组、退积式准层序组。在这种情况下，进积（或加积）准层序组的顶或底通常有一个层序边界。

在测井曲线或露头剖面上，Ⅱ类层序边界不整合的识别标志包括上覆地层的上超、滨岸上超的向下迁移、具轻微剥蚀的地表暴露、层序上倾方向及滨岸平原部分内沉积岸线坡折的向陆迁移，但在这里对比不太精确。由于这个原因，在测井曲线或露头剖面上这些标志难以识别。但用上述准层序的叠积形式，Ⅱ类层序边界最易识别。根据研究，硅质碎屑岩中Ⅱ类层序边界在大多数盆地中似乎不多见。

在测井曲线或露头剖面上，Ⅰ类层序边界不整合部分的识别标志包括下述几个方面：

1）地表侵蚀剥蚀，具有横向上相应的地表暴露面，以土壤或根土层为标志；以及横向上相应的海底侵蚀，特别是在深水斜坡环境中必然存在。

2）上覆地层或上超在深切谷边缘上或者上超在滨岸上，但地层上超必然存在。

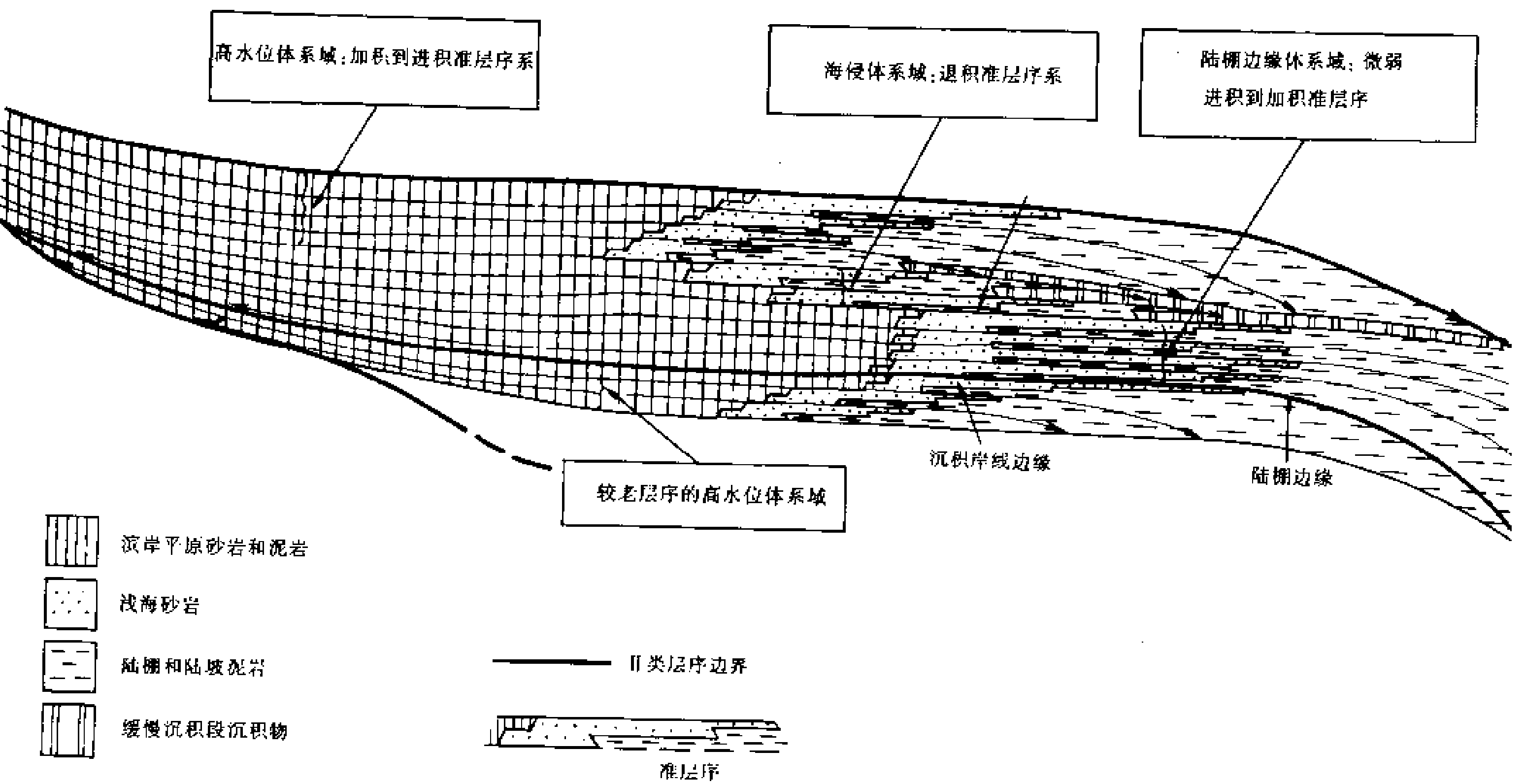


图 3—10 Ⅱ类层序中的地层格架（据 Wagoner，1990）

3）滨岸上超的向下迁移；然而这通常在测井横剖面上不能显示出来，因为许多滨岸上超发育在层序的上倾河流部分，而这里进行精确的测井对比是困难的；因此，必须应用沉积相向盆地的迁移。

4）侵蚀削蚀和相向盆地的迁移一起才标志着一个层序边界，而一个局部分布的河道不代表层序边界。

Ⅰ类层序边界的不整合部分向海可追入陆棚或陆坡上的整合面之中；该整合面一般发育在或接近海相准层序的底。根据上述所列标志，并把其用于世界上许多盆地的地层分析之中表明，在硅质碎屑地层中以Ⅰ类层序边界为主。

并非所有上述识别标志在一个盆地中都处处发育。一个Ⅰ类层序边界具有不同的物理特征，这取决于在何处对它进行观察，还取决于沿盆地边缘沉积物供给速率和海平面变化速率之间的变化关系。

在陆坡上，在陆架坡折的向海一侧，或在较深水环境中，Ⅰ类层序边界最明显的表现是剥蚀和上超。这些识别标志的分布是受海底峡谷、陆坡滑塌岩的分布及等深流的侵蚀作用所控制的，而他们又是低水位条件、盆底扇和斜坡扇的沉积作用所造成的。

在陆棚上，Ⅰ类层序边界最明显的表现是剥蚀、相向盆地的迁移和地表暴露。Ⅰ类层序这些特征的分布主要是受深切谷的分布及深切谷中地层岩类的控制。

2. 深切谷

深切谷的宽度可从不到几公里到数十公里，深度可从十几米变化到上百米。深切谷的形成和充填分为两个阶段。第一个阶段由侵蚀作用、沉积物穿越侵蚀谷以及在低水位岸线处的沉积作用组成，对应于海平面的相对下降。第二个阶段由谷内的沉积作用所组成，对应于海平面的相对上升，一般是在低水位晚期或海侵体系域发育时期。

因为深切谷形成是在这样两个不同的阶段形成的，所以其充填物可由沉积于各种环境的不同岩石类型所构成。深切谷上游区域内的沉积环境及所共生的岩石类型包括河口湾环境和辫状河砂岩、河流砂岩，且具有明显潮汐作用改造的证据，或滨岸平原砂岩、泥岩或煤。这些沉积物位于层序边界之上，一般直接覆盖在层序边界之上或外陆棚泥岩及薄层砂岩之上，而过渡段岩石或被侵蚀掉或未沉积下来。正如上文所述，这种沉积相的异常垂向组合标志着相向盆地的迁移。如果在低水位末期，粗粒沉积物的沉积速率低于相对海平面上升的速率，那么深切谷也可被海相泥岩所充填。

深切谷下游区域内的沉积环境及共生岩石类型包括低水位三角洲及潮坪砂岩和泥岩、滨岸及河口湾砂岩。这些浅海相地层若是在滨岸或三角洲环境的情况下，则多形成一个或多个进积式准层序组。如果由河口湾环境的潮汐砂坝和潮汐浅滩所组成的潮控三角洲形成于深切谷的下游地区，那么只有到海侵体系域沉积以后才会在陆棚上产生富砂的低水位滨岸相的沉积作用。这些潮控地层向陆逐渐相变为粗粒的辫状河沉积物。

邻近深切谷该侵蚀面过渡为地表暴露面，以土壤或根土层为标志。

硅质碎屑岩Ⅰ类层序边界的物理响应是变化的，这取决于深切谷的规模、分布及充填方式等，而这些因素则受深切谷在海平面下降时盆地内部河流大小、沉积物供给速度以及分布等因素的控制。Ⅰ类层序边界响应的变化和这些变化与深切谷之间的关系以及古水系均表示在图3—11上，在这张图上表现了三种类型的深切谷：①较窄的、砂岩充填的深切谷，②较宽的、砂岩充填的深切谷，③页岩充填的深切谷。

每一种深切谷代表一种不同的原始水系并具有一不同的层序边界响应。例如，一个盆地

		SB (1)	SB(2)	SB(3)	FS/SB	FS
沉积环境和岩石类型	边界上部	下部为辫状河或河口湾粗粒沉积，上部可出现临滨或三角洲准层序	具滑底或流水波痕的陆架泥岩以及页岩	海相准层序远源部分，陆架泥岩	陆架泥岩到浅海准层序	陆架泥岩至浅海准层序，边界之上的丘状层覆于边界之下潮汐层之上
	边界下部	变化大，从冲积洪积砂、泥岩到陆架泥岩均可出现		一般为陆架泥岩	有变化，斜坡上部为冲积洪积砂、泥岩；下部为陆架泥岩。	有变化，深切谷斜坡上部为河湖相砂、泥岩沉积；下部为陆架泥岩
地层尖灭型式	边界上部	在深切谷谷坡上超到深切谷轴线之上（沿岸上超）	在深切谷谷坡上超到轴线之上。或下超到轴线以下	下超到盆地，这种下超有时可达数十英里	地层整合或下超在层序边界上	
	边界下部	截切	截切	层序边界与下伏地层整合接触	海泛期有时可能造成微弱的侵蚀地形，但层序边界与下伏地层的接触关系仍是平行或近平行的。	
鉴别特征		·深切谷底部有植根或土壤 -延伸边界粒度增加显著 ·边界上可能出现滞留沉积，滞流沉积常由撕裂的泥岩碎屑、贝壳、鲨鱼牙齿、动物骨以及磷块岩卵石组成	·深切谷底都有植根或土壤层 ·边界上可能出现滞流沉积，其组成与SB(1)相似 ·边界之上地层粒变较细，之下较粗	常与区域性连续电阻率标志层重合	边界上土壤层或植根发育，海泛期间的改造作用常常破坏了这些粘土层。在边界之上常有薄层粒状灰岩或贝壳层存在。边界之上泥岩中有机质丰富	缺失植根或土壤层，边界之上常发育薄层粒状灰岩。边界之上的泥岩中有机质丰富

图 3—11 用地质图和横剖面图解释陆架上各种不同特征的Ⅰ类层序边界

右下表总结了各种Ⅰ类层序边界的沉积环境、地层尖灭型式和鉴别特征等（据 Wagoner 等，1990）

分布着中等流量较宽的河流，并且海平面上升速度中等，那么这个盆地的Ⅰ类层序边界具有如下特征：①顶部有局部削蚀；②位于较窄的砂岩充填的深切谷之下。河间带粘土或底部地层如果不被后来海平面上升剥蚀掉的话就会广泛分布。如果这种层序边界与深切谷中充填沉积相交，我们就有可能在测井、岩心或在露头上把它识别出来。层序边界在数据库中其它井中的位置必须通过与钻穿深切谷的井进行大量对比之后才能确定。

在一个盆地或一个盆地中的一部分如果分布着数量众多、排列密集的河流或者有一条具有很大流量的大河，并且海平面以低至中等速度上升，那么该盆地的Ⅰ类层序边界具有这样的特征：①河流—河口湾席状砂岩之下为区域性削蚀；②向盆地内部发生大规模相变。由于区域性削蚀作用，河间区只能被小范围地保存下来，因此河间粘土层不发育。这种层序边界在多数测井、岩心和露头资料中识别出来。

在一个盆地或一个盆地的一部分如果分布着底负载很少甚至根本无底负载的河流，同时相海平面又快速上升，那么这个盆地的Ⅰ类层序边界就具有这样的特征：①有削蚀；②广泛分布土壤或根土层或地表暴露相应的证据，但无相向盆地的移动。这种层序边界能够在测井资料中识别出来，但在岩心中却难以辨认。然而通过测井电阻率特征和地震测线的对比，很容易确定深切谷和层序的边界。

如果在一个盆地中或一个盆地的某一部分没有河流分布，且未遭到后期海平面上升的破坏，那么Ⅰ类层序边界就会保存下广泛出露地表的证据。薄层海进钙质结核滞留沉积分布在海泛层序边界之上，这是海平面上升之前土壤层存在的唯一证据。在这种情况下层序边界上见不到侵蚀痕迹和向盆地内部的相变，在没有岩心的测井资料中这种层序边界是鉴别不出来的，但是通过与典型地区对比也可以确定出这类层序边界。

在图3—11中，大陆架或斜坡之上Ⅰ类层序边界具有不同的特点：SB1－位于砂岩充填的深切谷之下，SB2－位于页岩充填的深切谷以外之下，SB3－在陆架或斜坡低水位滨线向海一侧为整合。标志着准层序边界的海泛面用FS表示；深切谷以外河间区陆上暴露为标志的层序边界与海泛面重合时，用FS/SB表示。在陆架或斜坡之上的硅质碎屑岩地层Ⅰ类层序边界的沉积环境、地层尖灭型式和鉴别特征等均总结在了图3—11右下表中。

除图3—11表中列出的各种鉴别特征之外，还可用各种滞留沉积来指示Ⅰ类层序边界。这些滞流沉积包括：

①沉积在海泛面之上的钙质结核海进滞留沉积与层序边界重合或在深切谷内部覆于边界之上。钙质结核是层序边界暴露地表时被临滨侵蚀作用从土壤中剥蚀出来的。

②沉积在海泛面之上的生物或非生物碳酸盐与层序边界一致。

③沉积在深切谷内部层序边界之上的底部河道滞留沉积。

在“准层序边界”一节中讨论了前二类滞留沉积。第三种类型的滞流沉积是在海平面下降河流侵蚀大陆架形成深切谷时形成的。在下蚀作用期间，整个谷地充满了较细的陆架沉积物。从陆架地层剥蚀下来的较粗的物质作为滞留沉积，可达上米厚，保存在谷地内部层序边界之上。这种从陆架地层中剥蚀下来的滞流沉积通常包含各种类型的颗粒，如潮间带和开阔海生物贝壳、鲨鱼牙齿、海绿石、磷灰岩卵石、页岩撕裂碎屑以及各种动物骨骼等。这种滞留沉积是指示出露地表的标志。

底部河道滞留沉积也可以是近源剥蚀的产物，常由燧石、石英、磨圆度好的石英和石英岩砾石、砂岩以及页岩撕裂碎屑组成。石英和石英岩砾石厚度从通常只有一个砾石，厚到0.3～0.6m不等。薄砾石层可以沉积在深切谷轴线上，也可以沉积在深切谷边缘，甚至河间

地带。深切谷轴线内底部河道滞留沉积常由近源侵蚀和陆架侵蚀的混合物组成。如果深切谷侵蚀到内陆架准层序，并且谷地中充填着海相泥岩或河口湾相或低水位临滨地层，这种滞流沉积可解释为海进滞留沉积，而没有明显的海平面下降的证据。如果深切谷侵蚀到中或外陆架泥岩中且谷地中充填具交错层理的河口湾砂岩，这种底部河道滞流沉积是伏于陆架砂脊之下的海进滞流沉积。

在图 3—11 中，深切谷之间的层序边界（FS/SB）是覆于浅海准层序之上的土壤或根土层。这种准层序可以形成于前期层序的高水位体系域，或形成于低水位体系域的早期阶段。后者常保存在岩石记录中，其形成方式如下：在海平面相对下降的早期，河流横穿暴露地表的大陆架逐渐向海侵蚀，从下伏高水位地层中侵蚀下来的沉积物沉积在深切谷向海方向的谷口地带，从而形成薄的三角洲和浅滩准层序。当海平面继续下降，深切谷在陆架上侵蚀更远时，①在陆架更远地区深切谷谷口形成新的滩地和三角洲准层序，②深切谷前方早期形成的准层序被剥蚀殆尽，深切谷邻近及两边的早期准层序作为“滨岸”部分地或全部地保存下来，③“滨岸”准层序与陆上层序边界重叠。

这些“滨岸”准层序代表陆架或斜坡层之上早期低水位体系域沉积。在具大陆斜坡的盆地中，当海平面下降到架陆边缘之前，这些准层序比海底扇形成的早。尽管这些准层序形成于海平面下降的早期阶段，但是它们之上却广泛地发育着区域性不整合，其标志为暴露剥蚀和削蚀，在图 3—11 中如 SB1、SB2、SB3 以及 FS/SB 所示。尽管海平面下降的起始时间未能记录下来，但这个不整合面就是层序边界，因为：①它能把其上下两套岩层分开；②尽管边界上各点代表的时间间隔不同，但当海平面下降结束不整合完全形成时，界面上各点处于同一时刻；③它的范围易于确定；④该界面控制陆架区低水位体系域上覆地层的分布；⑤该界面形成速度快，可能在不到 1 万年的时间内就能形成。

层序边界之下的所谓“滨岸”低水位准层序具有下列地层特征：

(1) 这些准层序是典型的三角洲和海滩准层序，但通常由底界清楚的下临滨相砂岩组成。

(2) 由于海平面下降，没有重要的上倾方向的近岸平原，也没有来自上倾方向上的沉积物供给。

(3) 虽然这些准层序的底部不能解释为向盆地方向的相变，但是它们直接覆于开阔海地层之上，并且界限很明显。

(4) 这些准层序整合地覆于层序边界之上并且向上逐渐变浅。

(5) 这些准层序不整合地伏于部分层序边界之下，这种界线可用微弱削蚀或出露地表等所形成的各种标志来确定。

(6) 因为陆架上物源供给减少，所以这些准层序一般较薄，典型厚度不超过十几米。

陆架上古深切谷的分布受大地构造特征控制，如基底断裂、逆冲断层、生长断层等。盐流动引起的构造凹陷也控制深切谷的分布。在许多情况下，沉积在受构造活动或盐的流动形成的低地中的沉积物被冲蚀深切形成的峡谷则被认为是真正的古深切谷。在另外一些情况下，特别是当区域地质构造或盐未被削蚀，则古谷地底部也很少或根本没有削蚀现象。当不存在削蚀时，在古谷地底部的层序边界仍然表现为相向盆地方向移动，但这种谷地已不是严格意义上的深切谷了。

五、沉积机理和层序频率解释

根据对墨西哥湾第三纪地层所作的观察结果，图版 3—2 到图版 3—6 以立体形式表示了

理想化层序的变化。这些立体图再现了一个具有深切谷和高水位体系域侵蚀截切的层序在12万年间连续演变的过程。在图中，深切谷河流沉积物常为粗粒，河床弯度小，说明物源供应慢；海侵和高水位早期河流沉积物常为细粒，河道弯度大并有漫滩沉积，说明物源供应快。这两种不同的河流结构模式可以作为解释非海相层序的标准。每个立体图的左下角均用海平面升降曲线表示体系域与海平面升降之间的关系，尽管这种海平面升降曲线有较高的频率，但作为图解法解释了 Jervey（1988）海平面升降旋回，仍不失其重要意义。

准层序及其边界与海平面上升及下降有关。Vail 等（1977）根据旋回的时间间隔把海平面旋回作了如下分类：三级旋回定义持续时间为1～5Ma，四级旋回时间间隔为数十万年；据此我们认为五级旋回时间间隔为数万年。海平面旋回、盆地沉降和层序与准层序沉积作用之间的关系如图3—12所示，在这张图中，一个三级海平面升降旋回（约100万年）、一个四级旋回（约12万年）、一个四级旋回（约12万年）和一个五级海平面升降旋回（近万年）组成一个复合海平面升降曲线。然后在复合海平面升降曲线上加上15cm/1，000a的沉降速度，就能反映海平面的变化历史。图3—12线性的沉降曲线上反映为上升趋势，而不是下降趋势，即沉降的净效应使海平面上升。

四级旋回有两类：旋回“A”和旋回“B”，分别代表海平面曲线的相对变化（图3—12）。四级旋回“A”代表从海平面下降到海平面下降。如果假定有足够的沉积物供给，这种四级旋回就能形成一个以陆上不整合面为边界的层序。五级旋回叠置在四级旋回之上形成以海泛面为界的准层序。四级旋回“A”形成的地层露头和测井剖面示意图如图3—12所示。相对海平面曲线上暗色区域表示因深切谷侵蚀作用保存可能性较低的地层的地质时代和地理位置，深切谷附近大部分高水位沉积物被截切。

四级旋回“B”代表从海平面快速上升（海进）到海平面快速上升。如果假设盆地中没有差异沉降，这种四级旋回将形成以海泛面为界的准层序。四级旋回“B”形成地层的露头和测井剖面示意图如图3—12。然而，如果沉积速率向陆方向速度降低，以致在这片向上倾斜的区域内海平面下降速度大于沉降速度，就会使海岸上超向下倾方向移动，旋回“B”可以形成于Ⅱ类层序中。

在图3—12一例中，视海平面升降速度和盆地沉降速度之间的关系，四级旋回可形成层序或准层序，五级旋回形成准层序或无沉积作用。如果沉降速度增加到大于15cm/1，000a，三级旋回将形成一个层序，叫做三级层序；四级层序将形成准层序，并作为三级层序的组成部分。如果沉降速度减慢到小于15cm/1，000a，四级旋回只能形成由五级准层序组合而成的四级层序。在这种情况下，四级层序叠加成三级层序单元，暂且叫作三级复合层序，是由四级层序组组成。根据经验，至少从晚石炭世开始在沉积中心形成的众多硅质碎屑岩层序说明上述情况具有普遍性。在美国中部和西部宾夕法尼亚纪地层、美国西部白垩纪地层以及墨西哥湾北部第三纪地层层系中曾观察到过四级层序。

值得重申的是，本文的层序和准层序是根据其物理特征命名的，而不是根据与沉积作用有关的海平面变化率命名的。尽管准层序和四级层序在一定情况下很可能位于同一时间间隔由海平面旋回产生的，但它们未必是同一地层单位。海平面升降在层序沉积过程中起重要作用。如墨西哥湾沿岸地区第三系层序中，中新统层序是比较典型的。前面已经提到，这种层序的边界是区域性侵蚀边界，侵蚀深度为30～60m，其分布范围至少数千平方公里。层序边界之上为河流相至河口湾相砂岩，边界之下为中至外陆架泥岩。边界上、下地层接触截然，其间缺失过渡性浅海沉积。一般这些层序产生的频率为0.10～0.20Ma。根据横剖面上相组

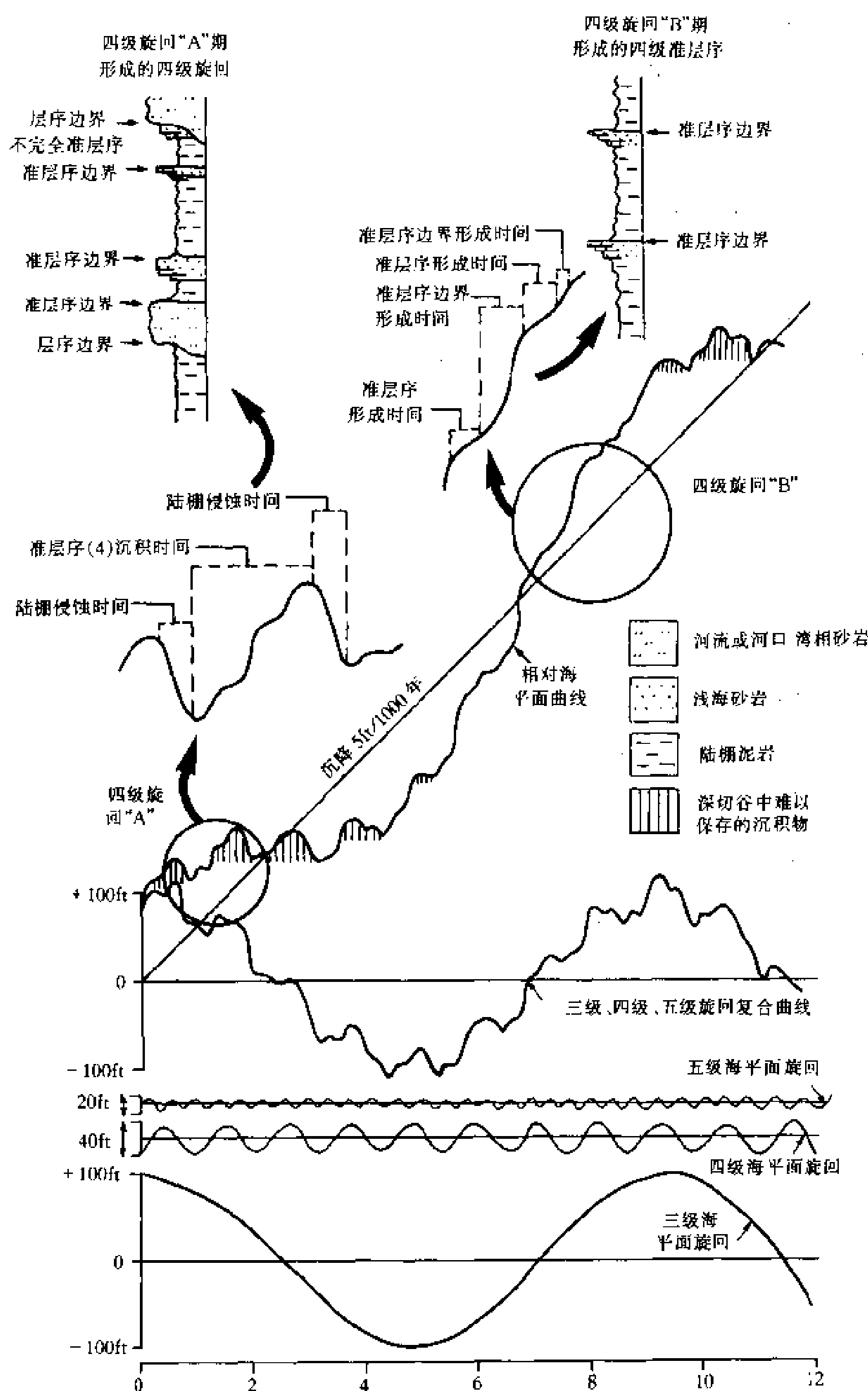


图 3—12　海平面升降与盆地沉降相互作用产生准层序和层序

（据 Wagoner 等，1990）

合关系可知以侵蚀截切和纵向上组合为特征的层序边界是在海岸线向盆地方向迁移数十公里的前提下形成的。

这些中新统层序边界的地层特征是由海平面相对下降产生的。下降原因有二种，即区域构造抬升和海平面升降。在研究层序边界时也常考虑快速三角洲进积作用和分流河道的侵蚀

作用，虽然它们并不引起岸线向海的迁移和海平面的下降。

墨西哥沿岸盆地北部的第三纪构造类型以伸展盆倾正断层和局部盐丘为特征。构造背景为没有板块动力作用的被动大陆边缘。在该地区第三系中没有发现能够引起区域性上升的热事件或挤压大地构造事件。

根据对美国路易斯安那州中部九个区域测井横剖面图和23张古地理图的分析，沉积在深切谷中的低水位体系域河流至河口湾相砂岩的宽度可达数十公里，深切谷切入并为外至中陆架泥岩和薄层远源海相砂岩所包围。通过测井曲线形态解释和区域对比知道，无论在深切谷块状砂体两侧还是在其下部都缺失三角洲前缘和河口砂岩。进一步讲，沿着走向，深切谷内部的河成或河口湾砂岩未相变成滨岸沉积，例如，现代密西西比河分流河道可以侵蚀到甚至切穿原三角洲沉积，在横向上被三角洲前缘砂岩和河口砂坝砂岩包围，这种横向组合关系是分流河道在水下三角洲平台上向海进积形成的。而且三角洲的进积速度很快。在7，000a间密西西比河在河口形成了16个三角洲，说明其进积速度是相当惊人的。然而保存下来的三角洲和三角洲朵叶体表明分流河道沉积被河口砂坝和三角洲前缘所包围。

如果不承认区域性上升、分流河道侵蚀作用和三角洲进积作用是控制层序边界形成的可行机制，那么海平面升降则是地层形态的控制机制。更新世海平面下降所产生的界面与相组合同在墨西哥湾沿岸中新统所见界面和相组合是一样的。碳同位素曲线也为中新世海平面升降提供了证据。

地层学家对区域构造在层序边界形成中所起的作用分歧较大。Pitman等（1983）提出，所有海平面变化速度与Exxon旋回表一致的情况都是由冰川作用引起海平面变动造成的。而另外一些学者（Thorne等，1984）指出，在大量的地质观察研究中并未见到冰川活动证据。因此，他们就把层序边界的成因归于大地构造作用。

然而，促使海平面发生迅速而短暂变化的大地构造事件类型尚未查明，尤其是形成Ⅱ类层序不整合边界的那些大地构造事件更不清楚。Cloetingh（1988）提出了板内应力与由沉积物负荷引起的岩石圈挠曲之间相互作用而快速转换的理论。Cloetingh没有给出这种大地构造事件发生的频率，但他指出这种事件从时间上看是周期性的，在“几百万年”的时间里可以在沉积盆地引起超过100m幅度的海平面变化。尽管没有旋回性，但可以作为Exxon旋回表中一些二级旋回（1.9～1Ma）的一种解释，但不能解释象三级和四级那些频率较高的旋回。

Hubbard（1987）认为层序边界形成受区域力控制，为了说明这个观点他描述了博福特盆地、大西洋大浅滩盆地和桑托斯盆地二种类型的层序边界。第一类（巨层序，megasequence）是由盆地演化阶段开始形成的褶皱和/或断层活动引起的，如裂谷开始、同生裂谷开始和闭合开始等等都可以形成这种类型的层序边界。这种层序边界代表大地构造单元的周期性运动，而不代表海平面旋回频率，其活动周期约为49Ma。第二类层序边界是非构造成因的，并把海进楔状体和海退楔状体分开。这种层序边界是盆地沉降速度变化、沉积物供给以及全球性海平面升降共同作用的结果。该层序边界也是非旋回的，其一般频率范围为10～15Ma。Hubbard指出这种层序边界在不同的盆地是不同的，因为各个盆地都有各自的地质发展史。

如果用生物地层学方法尽量准确地标定较高频率层序的时代，那么将发现这些层序在不同的盆地中似乎是同时的。它们表明高频率海平面升降的叠加受低频率或非周期性大地构造活动和沉积物供给控制。Hubbard关于层序地层盆地分析方法一文很好，他以大地构造作用

控制的层序为基础，描述了盆地的发展史。然而我们感到控制盆地沉积物类型和分布的大地构造背景与海平面升降之间的关系远比 Hubbard 描述的要复杂得多。

如果说大地构造是决定盆地形态、沉积物供给速度以及低频二级层序单位分布的主要控制因素，那么海平面升降则是高频率三级和四级层序持续时间及其分布的控制因素。

六、结论及应用前景

层序地层学是研究沉积地层的岩石关系和地质年代的有力手段。它的基础是要认识到沉积岩是由分级的地层单位组成的。从最小的肉眼可见的单位—纹层到本文中最大的单位—层序，除纹层之外，各种连续的单位都与年代地层学界面有关，通过界面对比，能为沉积相分析和岩石类型预测提供高分辨率年代地层学依据。其应用范围可大至区域性，小至一个储集体。

层序是层序地层学分析的基本地层单位。层序边界是年代地层学的重要界面，它把其上和其下的所有岩石全部分开。在大多数情况下，边界上面的岩石与边界下面的岩石不具物理或时间上的相关关系。尽管层序边界的形成不是瞬时的，但其形成时间也只不过数千年到1万年，这种地质时代是相当短暂的。因此要准确地进行沉积相解释和对比，就必须首先正确地认识层序边界。

层序边界在沉积相和地质年代的区域对比方面比海进界面更为重要。这是因为层序边界的形成在时间上不受沉积物供给变化的影响，而海进面的形成在时间上受沉积物供给的影响，如海进界面海退单元的顶部严格受物源供给的控制。沉积物进入盆地的速度与分布在时空上的变化是常见的。层序边界以区域性侵蚀和控制沉积相分布的上超为特征。而海侵面以微侵蚀、无上超为标志。

层序由准层序和体系域组成。在层序的年代地层学格架内进行地区性地质年代和沉积相对比时准层序边界极为重要。准层序叠加形成加积、进积和退积式准层序组。准层序组通常与层序中浅海至非海相体系域相当，在深水相的盆底和斜坡扇中不明显。体系域可用于沉积相预测及生、储、盖相带分析。

在理想的Ⅰ类层序中可识别出三种体系域：低水位体系域、海进体系域和高水位体系域。低水位体系域由盆底扇、斜坡扇和低水位楔状体组成。在陆架上低水位楔状体的最明显部分就是深切谷。低水位体系域硅质碎屑岩是最主要的含油气层系。海进体系域由退积式准层序组组成，也可以是重要含油气层位。海进体系域顶部常可形成薄层密集段。高水位体系域由加积至进积准层序组组成。典型的高水位体系域被上覆层序边界截切。大部分Ⅰ类层序由发育好的低水位体系域、薄层海进体系域和以页岩为主并被剥蚀的高水位体系域组成。Ⅱ类层序由陆架边缘体系域、海进体系域、高水位体系域组成。根据经验，Ⅱ类层序在硅质碎屑岩地层中不发育。

从更新世远溯到石炭纪，Ⅰ类层序出现的频率高。高频层序与以 0.1～0.15Ma 为间隔的海平面旋回相对应，高频层序叠加形成层序系，进而层序系叠加形成复合层序。Exxon 全球海平面旋回表中许多三级海平面旋回可能导致了层序系组成的复合层序形成的沉积。认识层序系是整体地研究沉降中心地层学的关键。在沉降中心沉积物供给少，高频层序发育最好。要准确地恢复地史中海平面变化规律及重建地层单元内生储盖组合分布的地质演变历史，就必须首先认识高频层序。最后，如果我们关于高频层序是硅质碎屑岩地层重要的组成单元的论点是正确的，那么就会象 Exxon 全球旋回表预测的那样：四级旋回叠加在三级旋回上。硅质碎屑岩地层纵向沉积解释将受到影响，这是因为穿过高频层序边界时沉积相的连

续性遭到破坏。

地层的各级分类单位包括层序和准层序，都是根据地层的物理特征确定的，这些物理特征是从岩心、露头、测井或地震资料中取得的。

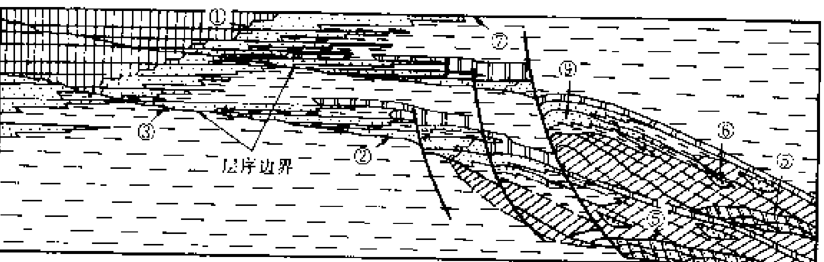
本文所述的层序地层学概念在勘探和开发上均有广泛的应用。这些概念为测井资料的年代地层学对比提供了技术：①为地质制图和相对比提供了更准确的界面；②为提高产层的分辨率，尤其为地层圈闭解释提供了高分辨率的年代地层学依据。

这些概念同时也为测井资料的岩石地层对比提供了方法技术：①为确定储集层砂岩连续性和分布方式提供了更有效的方法，比常规的砂、泥岩顶面对比法简便得多；②使井间潜在储层、生油层、盖层的预测方法得到改进；③产生了新的勘探概念，比如对滨外砂坝储层可以作出更精确的走向预测。

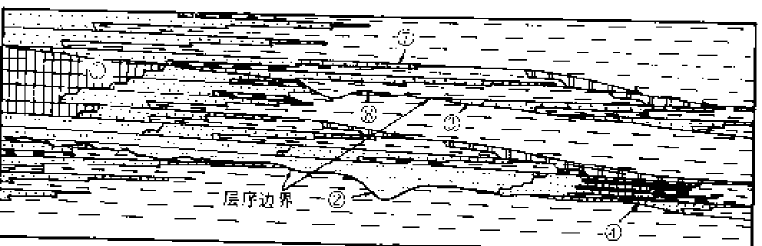
最后，这些概念为老盆地的新认识提供了手段，从而①圈定了新型产层，揭开了已大量上钻的老盆地的勘探新领域；②提高了判断与圈定隐蔽而有利的地层圈闭的能力；③有助于老油田重新评价，增加储量，延长寿命；④为探测新圈闭提供了更完整的地层格架。图 3—13 展示了与两种不同盆地边缘的层序和准层序有关可能存在的地层圈闭和构造——地层复合圈闭。

陆棚边缘型边缘

发现在：衰减陆壳至洋壳上的大陆边缘盆地



发现在：陆壳上的克拉通盆地
衰减陆壳上的大陆边缘盆地
衰减陆壳或陆壳上的湖盆



序号	圈闭类型	储集层类型	盖层
1	上倾油藏边界	海滩或三角洲砂岩	海岸平原泥岩
2	深切谷	辫状河或河口湾砂岩	陆架泥岩
3	陆架上超	海滩、三角洲、河口湾水下三角洲及三角洲平台砂岩	陆架泥岩
4	限于盆地的上超	三角洲砂岩	斜坡和盆地泥岩
5	海底扇	海底扇、浊积砂岩	斜坡和盆地泥岩
6	低水位楔状体	小型、地区性限制扇，由薄层砂岩组成	斜坡和盆地泥岩
7	下倾油藏边界	三角洲、海滩和水下三角洲砂岩（需构造倾斜）	陆架泥岩
8	截切	海滩或三角洲砂岩	陆架泥岩
9	断层遮挡	与1、2或3同	陆架泥岩

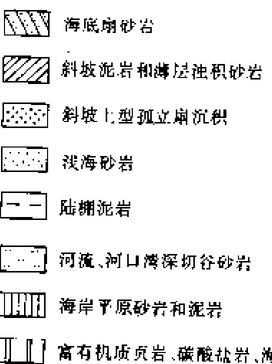


图3—13 陆棚边缘盆地和斜坡型盆地中层序地层模式与油气的关系（据Wagoner等，1990）

第二部分　海相层序地层学研究实例

第四章　塔里木盆地巴楚地区石炭系层序地层学研究

第一节　引　言

研究区位于新疆塔里木盆地西缘巴楚县小海子地区（图 4—1），北邻柯坪古陆。这里石炭系出露较好，据信是目前可与盆地内部石炭系进行对比的最好的露头剖面之一。野外剖面测量从上泥盆统克孜尔塔格组（D_3k）开始，至下二叠统阿恰群（P_1a）结束，共分出 95 层。其中第 33 层至第 83 层属石炭系（图 4—2）。

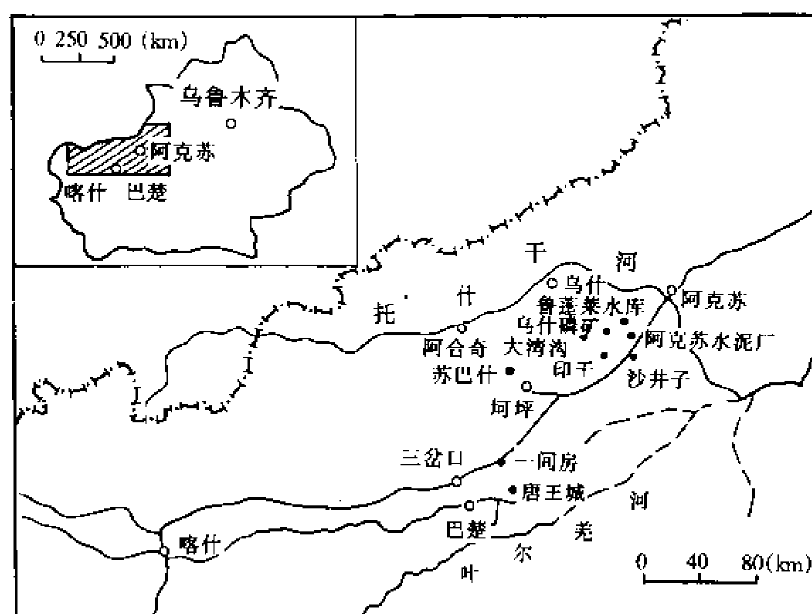


图 4—1　巴楚工区位置图

第二节　小海子实测剖面记叙

上覆地层：下二叠统阿恰群。

84. 底为含石灰质砾的石英砂岩充填于剥蚀面上，上为交错层理钙质石英砂岩。　0.95m

83. 底为 2cm 厚的灰黑色泥晶灰岩分布于冲刷面上，上为砾屑灰岩→泥晶灰岩→介壳灰岩→泥晶灰岩→砾屑灰岩→泥晶灰岩三个韵律层，顶具 10－20cm 厚的岩溶角砾岩，生物有海百合茎、螺类、腕足。　2.9m

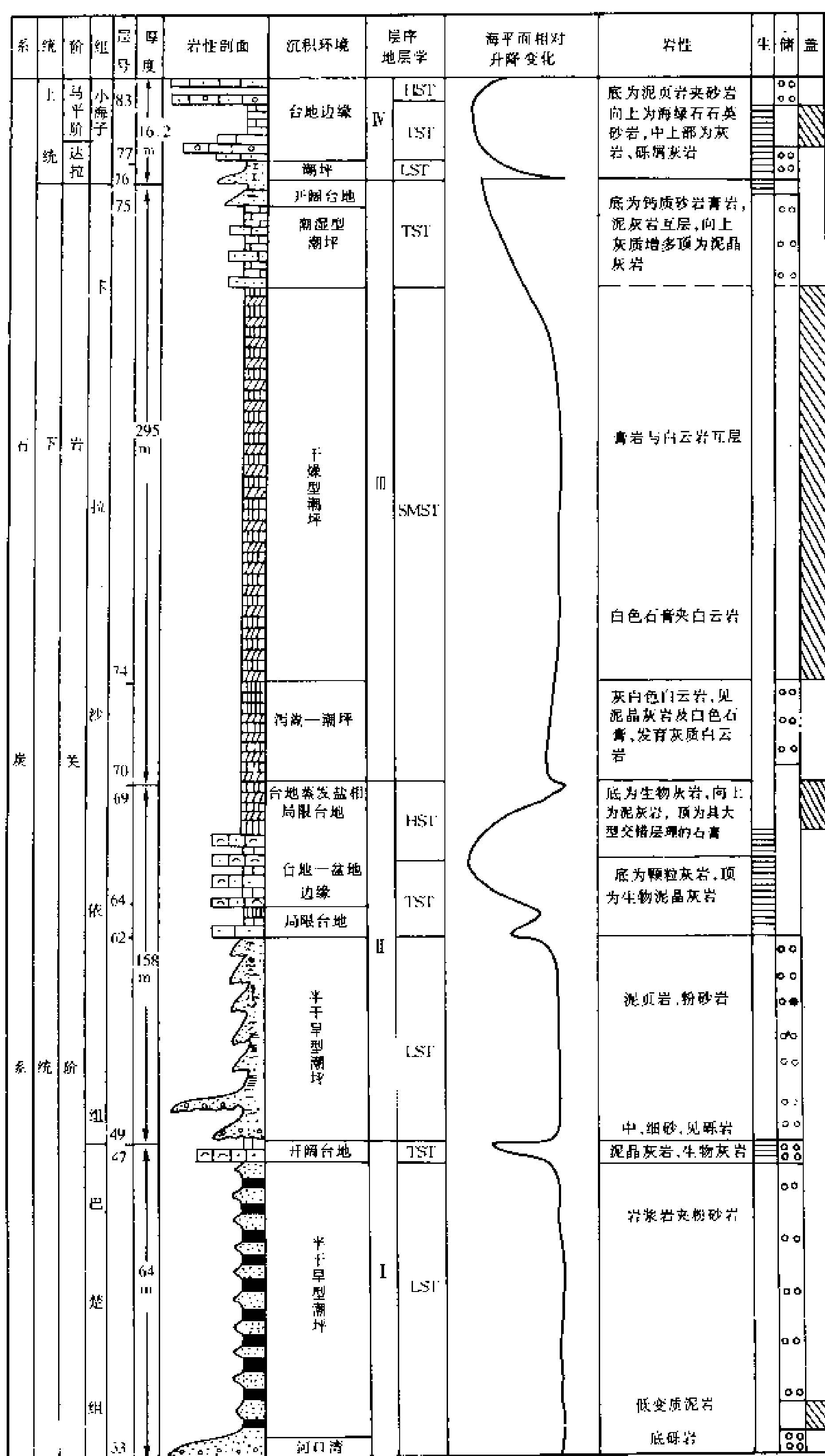


图 4—2 巴楚地区石炭系层序地层学综合剖面图

82. 灰白色粉晶白云岩，具菱形白云石晶体，灰质白云岩。皆为混合白云化作用的结果，原岩为泥晶灰岩，含生物颗粒的泥晶灰岩，生物有海百合茎。 2.6m

81. 下含薄层石英细—粉砂岩，灰质白云岩，上为含灰的白云岩，见菱形白云石晶体（为混合白云化作用的结果），生物有海百合茎。 2.3m

80. 下含灰黑色薄层泥晶灰岩，上为灰白色含白云质的灰岩，具菱形白云石晶体，生物见腕足类。 1.95m

79. 灰色含生物颗粒的钙质石英砂岩，砂岩含海绿石、浊沸石等自生矿物。向上颗粒减少（方解石质的生粒及石英颗粒）、方解石胶结物增加，生物有海百合茎和腕足类。 1.9m

78. 紫红色和灰绿色构成的杂色砾屑灰岩，砾屑灰白色，外包紫红色氧化膜，砾屑下粗上细；填隙物为灰绿色泥灰质，中夹细晶灰质白云岩（调整白云化作用的结果）。 1.0m

77. 下为 30cm 厚的绿灰色泥晶灰岩，上为紫红色、灰绿色构成的杂色生物颗粒石英细砂岩。顶为生物颗粒灰岩；底具重荷和火焰构造。层内具强烈生物扰动、生物有新希瓦格蜓、腕足、海百合茎、海胆、九字虫。自生矿物有海绿石，砂岩为孔隙式胶结，成熟度较高。 1.1m

76. 紫红色页岩夹薄层灰绿色粉细砂岩，其中砂岩的底为泥质粉砂岩，中为石英细砂岩，顶为含海绿石石英细砂岩，孔隙式胶结。 2.4m

75. 底为钙质石英砂岩，基底式胶结，顶为褐色与绿灰色构成的杂色石灰岩。具微裂缝及泄水构造，生物有钙球等。 8.2m

74. 下为石膏夹白云岩，上为石膏与白云岩薄互层，顶为灰色中薄层状钙质砂岩，灰色中薄层泥晶灰岩与白色石膏岩互层。 250.1m

73. 下为白云岩和白云质灰岩，上为云岩夹薄层石膏岩，偶见粉晶灰岩。 4.5m

72. 白色石膏与浅灰色白云岩的韵律层。 20.1m

71. 灰绿色含盆外石英颗粒的泥晶灰岩夹石膏。 1.6m

70. 下为白云岩，上为石膏夹云岩和红色含粉砂粘土岩构成的韵律，每个韵律厚约 3.3m，中见叠层石灰岩。 10.1m

69. 水平层理和高角度大型交错层理的石膏岩夹薄层红色页岩和云岩。 3.0m

68. 紫红色页岩夹极薄层石膏，见泥晶白云岩及砂质灰岩。 4.2m

67. 顶具黑色泥晶灰岩，下为石膏与灰绿色粉砂岩互层。 3.5m

66. 白色石膏与灰色泥晶灰岩互层，具鸟眼构造，石膏充填。 3.1m

65. 白色石膏与灰色细晶—泥晶灰岩互层。 2.5m

64. 灰色含石英砂的生物颗粒石灰岩与灰黑色泥晶灰岩，生物有介形虫、抱球虫、海百合、腕足、古串珠虫。 35.0m

63. 灰色颗粒灰岩与泥晶灰岩组成的具交错层理及波痕的韵律（FU），向上为砾屑灰岩与颗粒灰岩及泥晶灰岩组成的韵律。生物有腹足、瓣鳃、海百合。 3.5m

62. 底为绿灰色具鸟眼构造的细晶灰岩，向上为泥晶灰岩与白色纯石膏互层。 13.1m

61. 具潮汐层理的石英粉砂和泥页岩。 61.55m

60. 灰白色石英砂岩与紫红色页岩构成的韵律层，砂岩具交错层理、对称波痕、音叉状波痕、削顶波痕及多种流水波痕。硅质胶结且呈多期石英次生加大边出现。顶为紫红色泥页岩夹石膏线。 8.4m

55. 下为块状细砾岩，中部是灰白色中细砂岩，上为紫红色页岩。 4.1m

54. 底为 5cm 厚的细砾岩，下为槽状交错层理砂岩，上为粉砂岩和紫红色页岩。 3.2m

52. 绿灰色石英粗砂岩与紫红色页岩夹灰绿色泥质粉砂岩构成的两个韵律层，砂岩底部具冲刷，见泄水构造及长石的次生加大。 4.5m

51. 下为 30cm 厚的灰红色细砂岩，混杂胶结，上为紫红色页岩夹透镜状灰绿色粉砂岩，具波状透镜层理和生物扰动。 1.1m

50. 下为灰白色石英细砂岩（石膏及方解石胶结），上为紫红色粉砂岩、页岩夹薄层冲洗层理石英细砂岩。片状矿物及颗粒的排列具定向性，见层间微裂缝。 3.5m

49. 下为灰黄色石英中砂岩，向上为泥质粉细砂岩。 2.85m

48. 下为泥晶灰岩，向上为 2cm 厚的竹叶状白云岩，向南相变为竹叶状灰岩，含黄铁矿。 0.07m

47. 中－厚层状黑色泥晶灰岩和含生物颗粒的泥晶灰岩，具水平层理和波状层理。生物有：三叶虫碎片、介形虫、海百合、钙球和腕足。 2.4m

46. 岩浆岩（辉绿岩、闪长岩等）夹薄层石英粉砂岩和泥页岩。 38.0m

44. 浅灰绿色石英细粉砂岩，具楔状交错层理。 0.6m

43. 岩浆岩夹薄层泥质石英粉砂岩（含热液成因的绿泥石）。 5.0m

42. 石英细砂—粉砂岩。 1.1m

41. 闪长岩夹泥质粉砂岩，基底式胶结，具泄水构造，石英颗粒有明显定向性，见收缩缝。 1.65m

40. 绿灰色薄层泥质粉砂岩，下部为石英中细砂岩。 0.65m

39. 泥质粉砂岩，粘土矿物已蚀变为绿泥石。 1.9m

38. 灰白色低角度交错层理石英粉砂岩，含绿泥石。 0.95m

37. 浅变质泥岩。 5.1m

36. 灰白色低角度交错层理石英细砂岩，硅质胶结，缝合接触。 0.88m

35. 褐灰色石英细砂岩，硅质胶结物为主，孔隙式—接触式胶结。向上见似斑状结构杂基支撑的细—粉砂岩。 2.2m

34. 灰白色含砾石英砂岩，具大型槽状交错层理。 2.15m

33. 底为泥盆系顶面上的古风化壳，下为单成分细砾岩，向上为石英中细砂岩，镶嵌式—接触式胶结，砾石以石英为主，见燧石、变质石英岩及细粒石英岩砾。 1.5m

32. 平行层理、冲洗层理石英砂岩。 3.6m

下伏地层：上泥盆统克孜尔塔格组（D_3k）。

第三节　层序地层格架

根据野外露头观察和室内分析，将石炭系地层分为四个层序（图 4—2）。

一、层序 I 底界的确定

在第 32 层和 33 层之间存在平行不整合，在不整合面上发现了由褐铁矿、方解石和粘土矿物组成的古土壤（图版 4—1）。其上，33 层底为河口湾沉积充填，是近源剥蚀的产物，由磨圆好的石英、石英岩质砾石和砂岩组成。砾岩层厚度不大，仅为几厘米到 1.5m，风化壳上还具泥岩撕裂屑。其下，32 层为高成熟度的滨岸砂岩，再旋回石英占的组成比例大，硅质呈次生加大胶结，由于定向压溶作用，石英颗粒呈伸长方向生长，所以 33 层/32 层之间

的不整合是层序Ⅰ的底界，也是其低水位体系域的下边界。

二、层序Ⅰ顶界/层序Ⅱ底界的确定

47—48层为开阔陆棚的灰岩沉积，见钙球、三叶虫、腕足等生物化石（图版4—2）。而上覆地层则是石英砂岩的碎屑沉积，见砾石充填。向上为厚60余米的潮坪体系沉积，它们之间是完全不同的沉积环境，呈突变接触，反映海平面快速下降。这种沉积环境的垂向组合，代表了沉积相向盆地的迁移，垂向突然变化是过渡沉积相被侵蚀的结果。

三、层序Ⅱ顶界/层序Ⅲ底界的确定

这个边界在69层与70层之间，特征有：

1）69层顶见具大型风成交错层理的碎屑状石膏（图版4—3）。

2）70层为白云岩，向上为泥灰岩及灰质白云岩，再向上发育厚达近300m的蒸发岩序列，这与边界之下的碳酸盐岩及潮坪—泻湖沉积体系为没有内在成因联系的沉积体系。

3）边界上没有下切谷，并且缺少明显的侵蚀削蚀，说明沉积在沉积岸线坡折之外，没有明显相对的海平面下降，即属Ⅱ类层序边界。

四、层序Ⅲ顶界/层序Ⅳ底界的确定

根据古生物地层的研究，发现在75层至76层之间缺失了两个化石带。同时，75层顶部起伏不平，灰岩变为杂色。这里曾有过一次叫做巴楚运动的构造隆起作用，持续时间约为二千万年，使该区的沉积遭到剥蚀，因而可以确定这里是一个不整合面（图版4—4）。

五、层序Ⅳ顶界的确定

在83层与84层之间有一个明显的侵蚀谷，谷底由岩溶石灰岩角砾充填，向上为含砾的石英砂岩，具斜层理。与之垂向接触的生物灰岩（88层）中，发现了新希瓦格䗴、节房虫等二叠系的标准化石，说明这是一个分开石炭系与二叠系的不整合面（图版4—5）。

层序Ⅰ由低水位、海侵和高水位体系域组成。低水位体系域见低水位楔状体的近源部分——河口湾充填沉积，碎屑岩发育；碎屑岩之上有薄的碳酸盐岩——海侵体系域沉积，所以属于具陆架坡折盆地中的第Ⅰ类层序。

层序Ⅱ和层序Ⅳ由低水位、海侵及高水位体系域组成。低水位体系域发育低水位楔状体的远端——潮坪的砂泥沉积，而缺失盆底扇和斜坡扇。碳酸盐岩所占的比例较大，碎屑岩较薄，所以是具斜坡边缘盆地的第Ⅰ类层序。

层序Ⅲ的底界是一个与不整合对应的整合地层边界，没有下切谷，并且缺少明显的侵蚀削蚀，说明海水下降比沉积岸线坡折沉降慢，向上发育呈弱加积到进积式的准层序组，故确定该层序为第Ⅱ类型的层序。

第四节　层序Ⅰ研究

层序Ⅰ从33层到48层，总厚度64.15m。属具陆架坡折边缘的第Ⅰ类层序，由低水位体系域、海侵及高水位体系域组成。主要岩层为碎屑岩，顶部具少量碳酸盐岩。

一、低水位体系域

为33—46层，厚61.68m，是层序Ⅰ的主体部分，缺乏盆底扇和斜坡扇，而发育低水位楔状体的远端沉积。33层至36层由砾岩、中—细砂岩及粉砂岩组成，为河口湾充填环境，是低水位楔状体的近源部分。代表相对海平面下降的最低时期，沉积物沉积在大陆坡折之外或附近。之后，海平面有所上升，但极为缓慢，形成了砂泥间互的潮坪沉积。在准层序的叠

加上，表现为向上变细的准层序，呈进积→加积的叠加方式（图 4—3）。

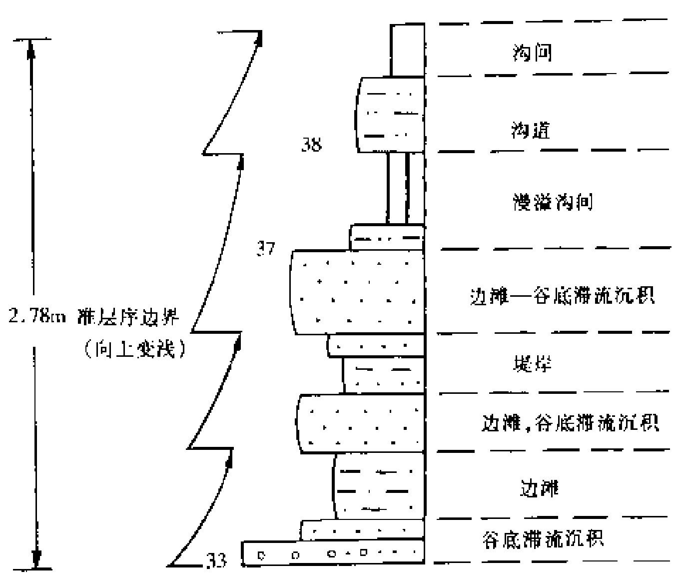


图 4—3 层序Ⅰ低水位楔状体准层序的叠加

在沉积模式上，为半干旱型潮坪的沉积模式，如图 4—4。位于半干旱—半潮湿的气候带，蒸发量大于或等于降雨和流入海洋的水量，因此潮沟、潮池比较发育。其沉积物特征为：

（1）岩性组合为细砾岩、中细砂岩（潮沟）、粉砂岩及泥页岩互层。

（2）砂砾岩颜色为灰白色，泥岩为紫红色。

（3）砂岩中发育羽状交错层理、槽状交错层理及各种浪成波痕。

（4）泥质粉砂岩中见生物扰动现象。

二、海侵体系域

为第 47 层，厚 2.47m。为碳酸

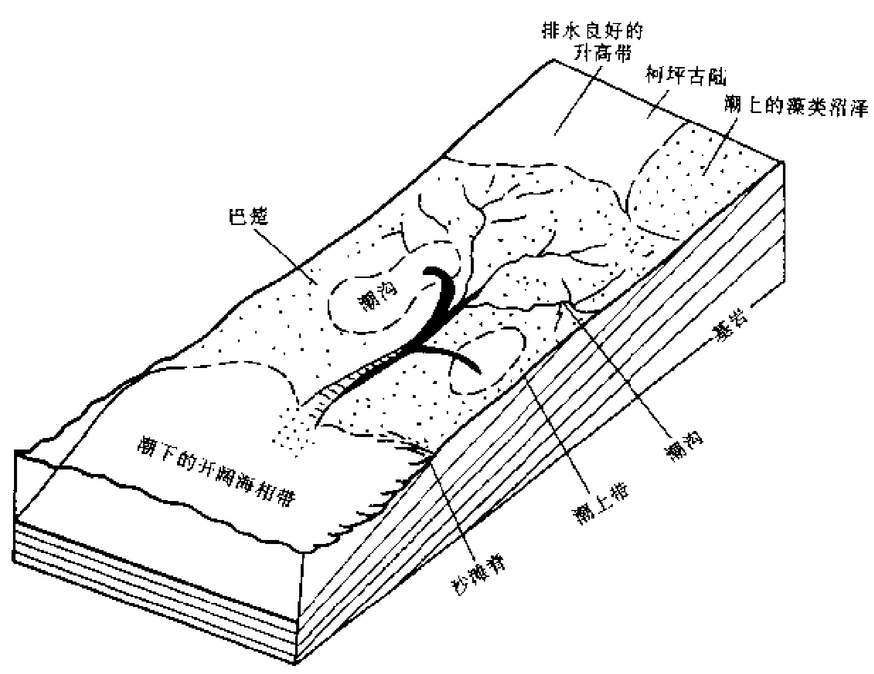


图 4—4 半潮湿—半干旱型潮坪

盐岩沉积。47 层底部代表层序Ⅰ的第一次大规模海泛，陆源物质较少，形成了退积式的准层序组。在 47 层顶部发现了薄壳有孔虫及其它广海生物，说明水体达到了该层序的最深处，即为最大海泛面沉积，代表海侵体系域的结束，高水位体系域的开始。

沉积环境为浅海陆棚，沉积特征为：

（1）岩性组合以中厚层状灰岩、泥灰岩为主，发育具盆外颗粒的生物颗粒灰岩。

（2）具水平层理、波纹层理，见竹叶状结构，有生物遗迹化石（海星迹）。

(3) 稳定同位素为最低值，$\delta^{18}O_{PDB}=-14.11‰$。

(4) 海平面下降的证据为第 48 层，厚仅 0.07m。由竹叶灰岩及白云岩组成，属开阔台地相，由于沉积后期地壳突然抬升，原有的沉积被剥蚀，后期发生混合白云化作用，氧稳定同位素值偏高。48 层顶界的不整合面即为层序Ⅰ的顶界。

第五节　层序Ⅱ研究

包含 49 层至 69 层，总厚度为 158.1m。属沉积于具斜坡边缘盆地的第Ⅰ类层序。由低水位、海侵和高水位体系域组成。与层序Ⅰ比较，碳酸盐岩沉积增加，低水位楔状体仅发育远源部分。

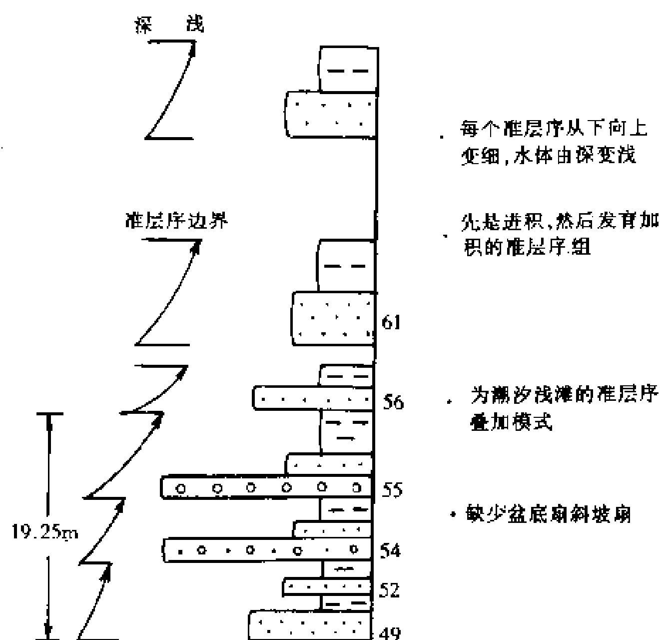


图 4-5　层序Ⅱ低水位楔状体中准层序的叠加

一、低水位体系域

为 49—55 层，与层序Ⅰ的低水位楔状体远端部分相似，也是为半干旱型潮坪的沉积模式。

低水位体系域的底部（49—55 层）由三个向上变细的准层序叠加而成，见图 4—5。是典型的潮汐浅滩环境形成的准层序组模式。

55 层沉积以后，海平面开始缓慢上升，但仍为潮坪环境，这一历史时期持续了很长时期。55 层到 61 层为若干准层序加积组成，准层序界面不清楚。61 层顶部沉积结束之后，发生了第一次大规模海侵，海平面上升，从而结束了低水位体系域。此界面即 62 层底，为海侵体系域的下边界。

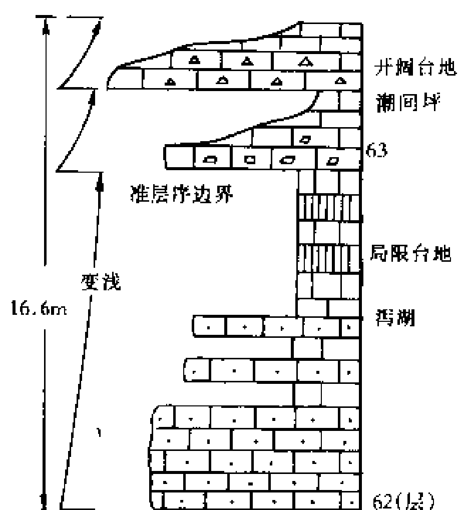


图 4—6　海侵体系域退积式准层序组

二、海侵体系域

62 层到 64 层中部为海侵体系域，厚 36.7m。62 层底为第一次大规模海泛，发育砂屑灰岩，此为海侵体系域第一个准层序的底界。准层序上部发育膏岩和泥晶灰岩互层，再向上，又一次海侵，新的准层序底部形成。63 层为两个准层序退积式的叠加（见图 4—6）。

64 层底海侵规模加大，海平面相对上升，沉积远离岸线，形成了若干个退积式准层序组。岩性以泥晶灰岩及含盆外颗粒的生物颗粒灰岩为主。向上水体进一步加深，物源更加稀少，见抱球虫等广海浮游生物，海泛达最大。形成了生油岩密集段，从而也结束了海侵体系域。

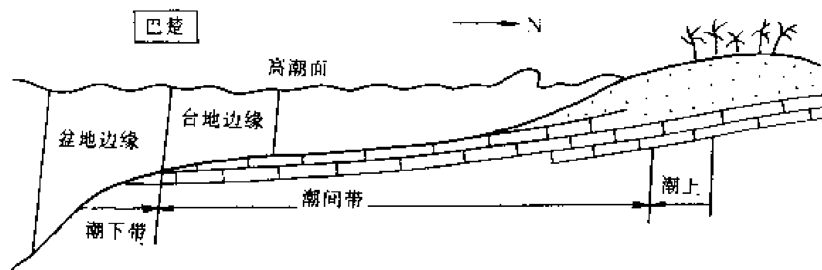


图 4—7　盆地—台地边缘相模式

在沉积模式上，为盆地——台地边缘相。如图 4—7 所示。此类沉积水体较深，沉积界面位于浪基面以下、氧化—还原界面附近。海水盐度正常，循环良好。其沉积特征为：

1）岩性组合以泥晶灰岩和含砂的生粒灰岩为主，颜色呈灰黑色和深灰色。

2）岩石中含较高的硅质。

3）碳酸盐岩中具风暴岩的结构。

4）所含的盆外碎屑成熟度较高、粒度细，为石英砂。

5）生物化石丰富。

三、高水位体系域

包括 62 层中部到 69 层，厚 32.3m。其底为最大海泛面，顶界为层序的边界。岩性从盆地边缘的灰岩到潮上盐沼的石膏岩，代表海平面从缓慢上升至缓慢下降的过程，发育加积至弱进积式准层序组。

沉积模式为蒸发泻湖和潮坪相。

该体系域保存完整，是小海子剖面唯一较厚的高水位体系域沉积，反映了第Ⅱ类层序底界的特点。由于海平面升降比斜坡边界沉降慢，故受剥蚀较弱。

第六节　层序Ⅲ研究

该层序包括 70 层到 75 层，总厚度为 295.5m，是该剖面上厚度最大的层序。由陆架边缘体系域和海侵体系域组成，高水位体系域已被侵蚀掉。属第Ⅱ类层序。岩性以碳酸盐岩和蒸发岩为主，顶部见少量钙质砂岩。

一、陆架边缘体系域

70—74 层上部表现为弱的进积到加积式准层序组，其底部边界为与不整合对应的整合面，代表海平面沉降速度低于大陆坡折的沉降。在此期间，由于陆架形成屏障，咸水沼泽和盐坪就可能发育，如图 4—8 所示。沉积模式为干燥型潮坪，该相带处于干燥气候带，蒸发作用非常强烈，蒸发量大于降雨量和流入海洋的淡水量。因此不发育潮沟和潮池，却见盐坪和盐沼。沉积特征为：

1）岩性组合为蒸发岩和膏泥岩，泻湖中石膏含量丰富，也见灰岩及白云岩。

2）泥岩呈红色。

3）在薄层状粉晶白云岩中见鸟眼构造。

4）不含或很少含正常海相化石。

二、海侵体系域

为74层上部至75层，厚78.5m。下为钙质石英砂岩、膏岩与泥晶灰岩互层。代表一次相当规模的海泛到水体变浅、蒸发作用加强的过程。由下向上，准层序中灰质增多，说明这是退积式的叠加。海泛一次比一次增加，到75层顶，发育黑色含腕足类化石的泥晶灰岩，沉积已进入广海区。再向上，高水位体系域已被剥蚀，也不存在密集段，说明巴楚运动隆升起伏大，持续时间长。

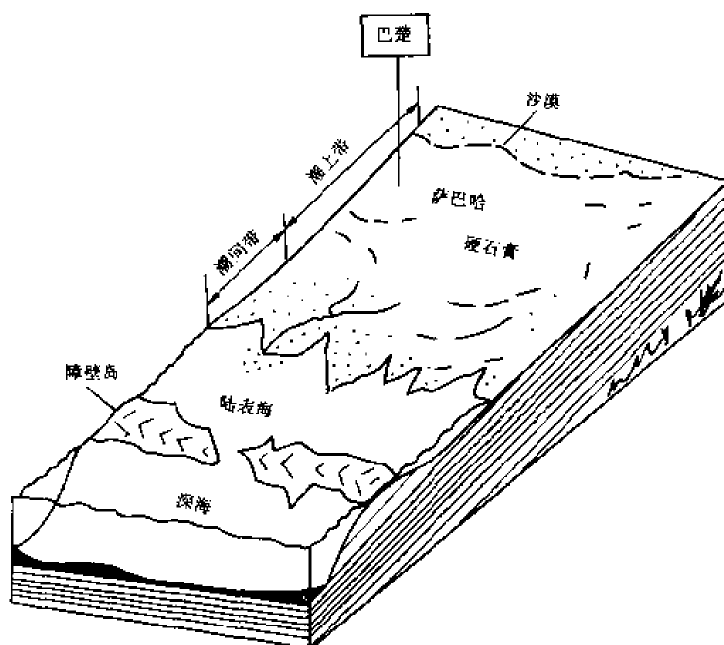


图4—8　干燥型潮坪

第七节　层序Ⅳ研究

层序Ⅳ包括76层到83层，总厚度16.2m，为最薄的层序，由低水位楔状体远源部分、海侵及高水位体系域组成。岩性以石灰岩（及混合白云化结果的白云岩）为主，钙质砂岩和泥页岩次之。属具斜坡边缘盆地的第Ⅰ类层序。

一、低水位体系域

为第76层，厚2.4m。由三个准层序叠加组成，准层序的底部为粉砂岩，具生物扰动，顶部为泥岩，反映了海平面是一个缓慢上升的过程。其沉积模式为局限台地潮间坪，与层序Ⅱ中高水位体系域的65—67层及62层相似，它们位于台地的靠陆一侧，海水的交换由于受障壁岛、沙洲、沙坝的阻隔，水循环受影响，沉积界面在低潮面附近或潮间。沉积特征为：

1）岩性以泥质岩、蒸发岩为主，夹少量的碎屑岩和碳酸盐岩。

2）沉积剖面中蒸发岩以石膏较发育。

3）碳酸盐岩中白云岩成分含量较高。

4）岩石中以波状、平行层理较发育。

5）碎屑岩常呈红色色调。

76层的潮坪沉积为低水位楔状体远源部分，且较薄，不发育盆底扇和斜坡扇。76层顶，发生了第一次大规模海侵，沉积环境发生了巨大变化，开始出现正常浅海的海绿石石英砂岩，见正常的海生生物，从而结束了低水位体系域，海侵体系域由此开始。

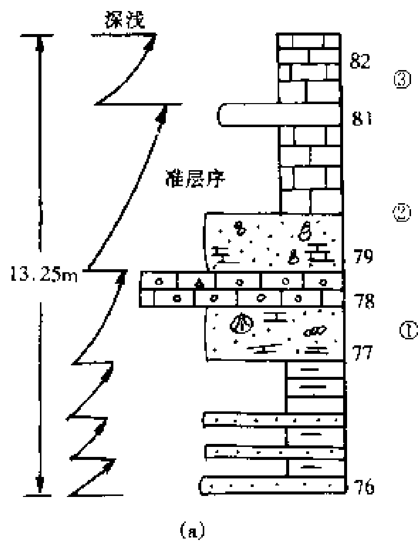
二、海侵体系域

为77—82层，厚10.9m。底为含海绿石的钙质细砂岩，见海相生物，78层水体达到了正常波基面到最大浪底之间，发育风暴沉积。79层到82层，又有两次大规模海侵，形成退积式叠加的两个准层序，见图4—9所示。在82层顶与83层之间，出现了黑色的生油密集

段，代表海侵体系域的结束。

三、高水位体系域

为第83层，厚2.9m。由三个加积的准层序组成，1、3两个准层序的底为砾屑灰岩。



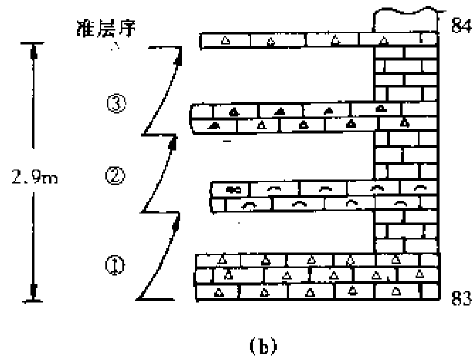


图4—9 层序Ⅳ海侵体系域中准层序的叠加　　图4—10 层序Ⅳ高水位体系域中准层序的叠加

第2个准层序底为介壳灰岩，顶皆为泥晶灰岩。其叠加模式见图4—10。

第八节 结　论

①小海子剖面发育了两大类层序，四种体系域。

②高水位体系域在该剖面各层序中保存不好，有的较薄，有的不存在。

③层序Ⅲ以蒸发序列沉积为主，这种陆架边缘体系域的沉积环境类似于陆表海，但有障壁岛，海水流通不畅，气候干燥炎热。

④完全与P.Vail等人（1988）描述的准层序叠加模式相同的体系域几乎不存在。目前国内外对于碳酸盐岩和蒸发岩层序地层学研究较少，本研究具有探索性，是否有代表意义，有待于进一步研究。

第三部分　非海相层序地层学研究实例：济阳坳陷下第三系高分辨率层序地层学研究

第五章　概　　述

第一节　工区地质概况

济阳坳陷位于渤海湾盆地南部，南到鲁西隆起，西、北界为埕宁隆起，东临渤中坳陷，总面积 2，5000km^2，是我国第二大油田——胜利油田的主体部分。盆地由四排凸起和若干凹陷组成。四排凸起自西北向东南依次为：埕子口凸起一庆云凸起，义和庄凸起一无棣凸起一宁津凸起，陈家庄凸起一滨县凸起，青城凸起一广饶凸起；凸起之间的凹陷自西南至东北依次为惠民凹陷、东营凹陷、沾化凹陷、车镇凹陷、埕北凹陷、桩东凹陷。其中，东营凹陷、沾化凹陷和位于滩海地区的埕北凹陷、埕北低凸起和桩东凹陷是本部分论述的重点（图5—1）。

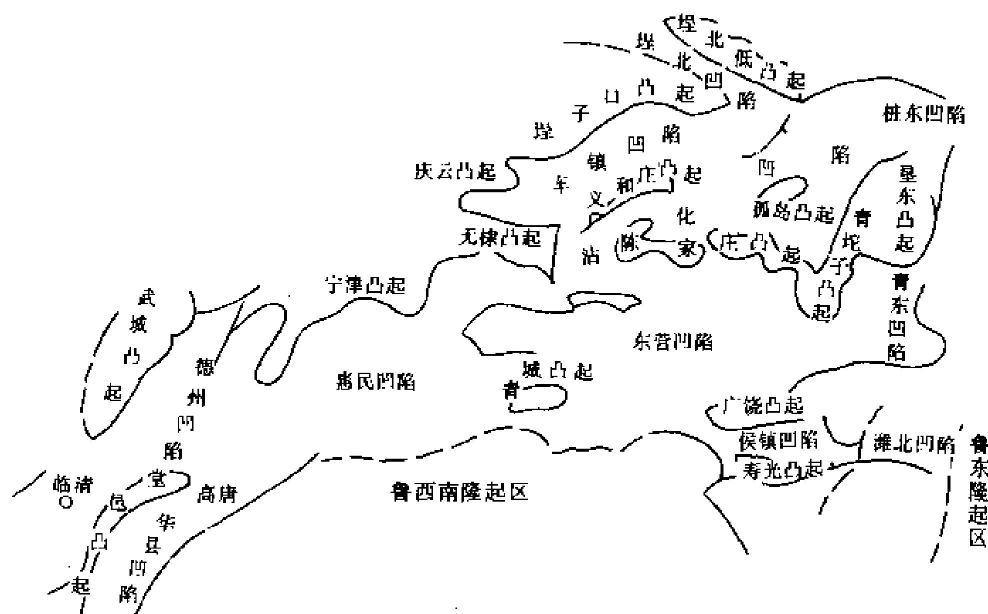


图 5—1　济阳坳陷第三纪构造单元示意图（据王秉海等，1992）

下第三系沙河街组地层（ES）自下而上依次分为沙四段、沙三段、沙二段和沙一段。

沙四段：岩性为红色碎屑岩，灰色、深灰色泥岩与石膏、盐岩互层，顶部有油页岩及礁灰岩，中部为蓝灰色泥岩。主要化石有光滑南星介、中国中华扁卷螺、德弗兰藻、中国枝管藻、龙介虫、艾氏鱼、双棱鲱等。主要为滨海湖相。与下伏地层呈不整合接触，沉积厚度一般 200～1，000m 以上。

沙三段：岩性为深灰色、灰色泥岩、油页岩、粉砂岩、粉细砂岩。下部为泥岩与油页岩，中部为厚层暗色泥岩。上部为厚层块状粉细砂岩夹泥岩及碳质页岩。主要化石有华北介、脊刺华北介、隐瘤华北介、坨庄旋脊螺、小榆粉、小亨氏栎粉、渤海藻及副渤海藻等。为滨海湖泊相沉积。本段上部是本区主要产油层位之一，中下部是主要生油层。沉积厚度一般为 300～1，200m。

沙二段：岩性为棕红色、灰绿色、杂色泥岩与灰白色砂岩、含砾砂岩夹碳质页岩。主要化石有椭圆拱星介、旋脊似瘤田螺、阶状似瘤田螺、伸长似轮藻等。为湖泊和沼泽相沉积。与沙三段连续，与以前地层超覆接触，沉积厚度 100～600m。

沙一段：岩性为灰绿色、灰色泥岩夹生物碎屑灰岩、白云岩、油页岩及砂岩。上部为泥岩夹砂岩，中部为油页岩及生物碎屑灰岩，下部为泥岩夹白云岩。主要化石有：惠民小豆介、李家广北介、光亮西营介、辛镇广北介、短圆恒河螺、榆粉、栎粉、薄球藻等。为滨海湖泊相沉积。也是本区生油层之一。与沙二段连续沉积，与以前地层超覆接触，与上覆东营组砂泥岩地层整合接触。沉积厚度 50～400m。

第二节 研究方法

湖平面升降是控制湖泊沉积层序发育最重要的因素。湖平面运动是频繁而有规律的，其运动过程中所留下的痕迹是极其重要的时间界面。层序地层学的主要任务之一便是识别这些界面，进而研究界面间夹持的地层特征及分布。

沉积地层的分级性或嵌套性是很明显的：最高级别的层序地层单元叫层序，指的是一套有内在联系的相对整合的地层，其顶底以不整合面或与之对应的面为界。按照层序内部沉积体系的分布和位置的不同，层序可进一步划分出体系域。一个体系域包括一个或若干个准层序组。而准层序组又是由准层序有规律地叠加组合而成。准层序级别以下的层序地层单元依次是岩层组、岩层、纹层组和纹层。因此本研究的技术路线遵循由大到小、由区域到局部、由宏观到微观的原则，具体来说就是利用地震资料识别层序和体系域，根据测井资料研究体系域、准层序组和准层序，根据岩心划分准层序、岩层组直至纹层。

一、层序地层格架的建立

济阳坳陷已经历 30 多年的油气勘探和开发历史，目前已完成地震测线 116863km，平均密度达 2.5km/km^2。在相当多的地区已实现三维覆盖，测网密度达 50×50m，已纵横交错，密若蛛网。这种密度大、品质高的二维和三维地震资料蕴含着丰富的地下层序地层信息，是开展层序地层研究重要的基础资料。根据地震反射的特征（振幅、连续性、终止类型等），结合录井及合成声波测井标定，识别层序边界和最大湖泛面，进而划分出层序和体系域，搭起层序地层格架。

二、准层序组和体系域的划分

地震剖面信息量虽大，但其分辨率毕竟有限。因此必须在地震层序格架内利用测井资料划分准层序组、甚至准层序。济阳坳陷已钻探井 3，521 口，密度约 1.3 口/km^2，钻井密度在开发区达 16 口/km^2。根据自然电位、自然伽马、电阻率、感应等测井资料划分准层序叠加方式，识别出了进积式、加积式和退积式准层序组，并以准层序组边界为标志进行井间对比。

三、高分辨率层序地层学研究

济阳坳陷已进入勘探后期至开发阶段，油气储层，特别是单套储层的表征是该阶段的重要任务。需要在层序、体系域、准层序组划分的基础上，把地层单元划分得更细，即准层序、甚至岩层组，并追踪其三维展布，并以它们为单位编制等时性高分辨率、大比例尺岩相古地理图和砂体展布预测图。这种高分辨率层序地层学研究必须充分利用岩心和测井资料，在油区还是首次。

第六章　湖平面升降动力学

第一节　湖平面变化分析

层序地层学源于海相地层，其基本前提是海平面变化控制沉积层序。因此，层序地层学应用于非海相地层中的关键是湖平面变化及其对陆相沉积的控制。济阳坳陷早第三纪沙河街组湖平面升降变化明显、周期性强，这可通过沉积学、古生物、古生态和沉积地球化学等分析得出（图6—1）。

一、长周期的湖平面升降

沙河街组海平面升降明显地可分出两个周期：沙四段到沙二下段（有些地方为沙三段）湖水经历了一个浅—深—浅的完整周期，沙二上段至东营组东三段也经历了一个湖平面降—升—降的类似过程。两个周期的持续时间约为14～6Ma。

1. 周期Ⅰ

(1) 湖平面明显下降阶段：沙四段下部和中部岩性以红色碎屑岩和蒸发岩为特征，具干裂、雨痕、泥裂、冲刷泥砾、*Skolithos*（石针迹）等反映浅水—暴露环境的沉积构造。古生物化石中水生生物单调，分异度低，孢粉组合为麻黄粉属—小榆粉属—漆树粉属—希指蕨孢属，反映亚热带及旱生植物的特征。此期湖水极浅，蒸发作用强烈。

(2) 湖平面上升阶段：从沙四中段开始，由于海侵、气候和构造等因素的影响，相对湖平面进入上升、湖水加深、沉积范围扩大时期。沙四上段以暗色砂泥岩、碳酸盐岩为主，古生物、地球化学等资料表明有海水的侵入，其它水生生物大量出现，如介形类中的光滑南星介、后翘南星介、玻璃介、假玻璃介、真星介、金星介和拱星介等，腹足类中的盘螺、豆螺、玻珀螺和扁卷螺等，华北介也占一定数量。介形类化石中简单分异度 $S=10.6$，优势度 $dm=46.2$，辛普森指数 $D=6.0$，信息函数 $H\ (s)\ =1.6$，求得古水深平均40m。沙三段下部海侵影响减弱而古气候湿润，构造沉陷更加剧烈，使湖平面进一部上升。岩性为灰色、灰黑色泥岩与灰白色油页岩的不等厚互层，夹少量灰色石灰岩和白云岩，有时夹薄层浊积砂岩，普见莓状黄铁矿；化石主要有隐瘤华北介、原始华北介、滨县玻璃介、高升前壮螺、坨庄旋螺、山东轮藻、特殊广饶轮藻等。介形类化石中 $S=7$，$dm=48.5\%$，$D=4.6$，$H\ (s)\ =1.30$。沙三中段沉积时期，发育于沙三段下部的原始华北介等深水型化石广泛分布，与沙三下段具继承性。岩性仍为深水暗色粘土岩夹细粒浊积岩。说明相对湖平面处于基本静止状态。根据地震前积反射求得的最大湖水深度达550m。

(3) 湖平面下降阶段：为沙三上至沙二下段。岩性变为灰、灰绿、灰红色碎屑岩及灰黑色碳质泥岩、页岩。粗碎屑物质含量增加。反映浅水牵引流的标志，如槽状、斜波状、板状、楔状交错层理，水流波痕、浪成波痕、生物潜穴、扰动等沉积构造十分发育。化石也为浅水组合，如惠东华北介、卵形拱星介、三脊塔螺、阶状似瘤田螺等。

2. 周期Ⅱ

(1) 湖平面明显下段阶段：沙二下段的泥岩层、碳质页岩层和大量植物根系的出现标志

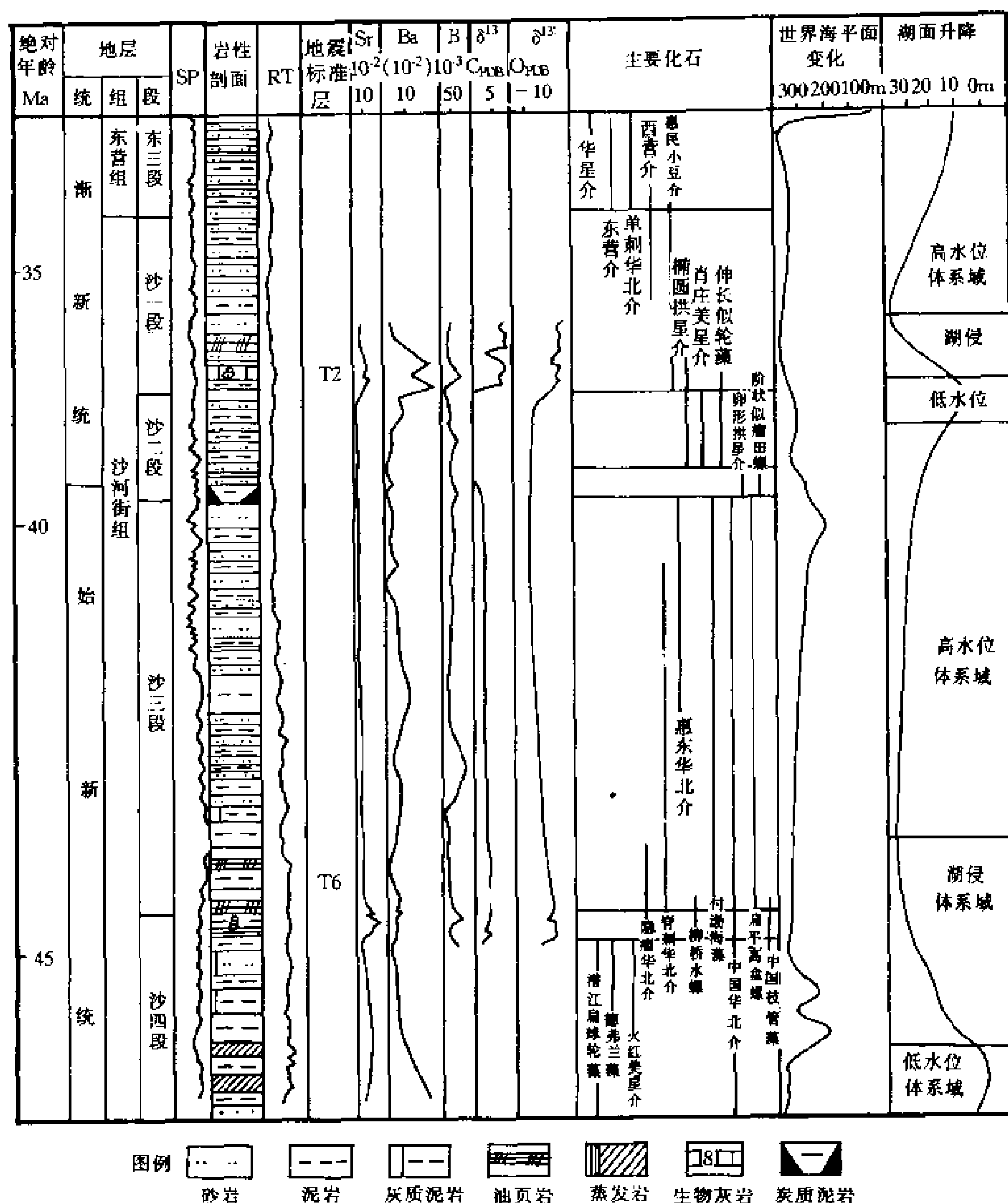


图6—1 济阳坳陷下第三系层序地层学综合剖面图

着沼泽相的特征，说明湖盆面积收缩、湖平面下降。至沙二上段，由于构造抬升和气候向干旱方向转化，使湖平面下降、侵蚀基准面降低，冲积相沉积发育。岩性为灰绿色、紫红色泥岩与灰色砂岩的互层。自然电位曲线见指状负异常，分布范围小。古生物组合为长形拱星介、旋脊似螺田螺、伸长似轮藻。化石壳个体小、壳厚而光滑。据计算，$D<6$，H (s) = 1.2～1.6，$S<15$，$dm>45\%$，分配很不均匀。推测水深一般不超过 9.5m。特别是土星介的发现更指示水体极浅，因为它仅在水深小于 0.5m 的河湖中大量发现。根据地震地层学资料推算，由第Ⅰ周期中的最大湖平面到本阶段湖平面最大下降了 400m，湖岸线向盆地内部退缩达数公里。

(2) 湖平面上升阶段：从沙一段下部开始，湖平面开始上升。岩性为灰色、深色碎屑岩、生物灰岩、鲕状灰岩、针孔状藻白云岩等。古生物组合中有普通小豆介、辛镇广北介、北镇松圈螺、拟沼螺型拟水螺、双脊多刺甲藻—管状藻，湖水和水质变咸现象明显。据计

算，化石群 $S>15$，$D>6$，$H(s)=1.8$，$dm<30\%$。说明较沙二段湖平面明显上升。

(3) 湖平面下降阶段：从沙一段至东三段是湖平面下降阶段。自下而上岩性的颜色变浅，粒度变粗。如沙一上段岩性为灰色、灰绿色泥岩夹灰质砂岩和粉细砂岩，化石组合有李家广北介、山东狭口螺。东三段为灰绿、灰褐色及少量紫红色砂、泥岩互层，古生物组合为峰华花介、兴隆台田螺—旋脊底脊螺等。根据地震地层学方法计算此阶段湖平面最大下降达200m。

二、短周期的湖平面升降

长周期的湖平面变化与大构造运动和古气候有关，一个周期过程形成一个层序，也是盆地演化的一个周期。短周期的湖平面升降是由于局部二级构造的突然沉陷而导致相对湖平面上升，后来沉积物将新增可容空间充填，使相对湖平面逐渐下降至无法再充填的过程。这一周期持续时间小于十几万年。事实上，长周期的湖平面升降是由这种短周期的升降叠加复合而成的。短周期的湖平面升降形成准层序。在已识别出的浊积岩—三角洲、三角洲、扇三角洲和滩坝等准层序中，一个短周期湖平面升降的轨迹总是快速上升→缓慢下降→快速上升。湖平面快速上升是由于构造沉陷的突发性引起的。过去一般认为同生断层的活动是匀速的，但现代构造学的研究证明，突发性起着极为重要作用。如1960年和1964年分别发生在智利和美国阿拉斯加的大地震立刻使上述两个地区的海岸线分别下沉了3m和2m。并且沿智利海岸线产生了一条963km长、112km宽的沉降带（见第三章）。

第二节　湖平面升降动力学

一、构造运动

济阳运动和东营运动分别发生在始新世早期和渐新世晚期，都总体表现为构造抬升，使湖平面下降，沉积物露出水面，遭受长时期的风化、剥蚀，从而形成两个区域不整合面，即第三系与前第三系之间及上、下第三系之间。另一方面，不同的构造部位（二级构造带）具不同的湖平面升降型式：(1) 在陡坡带，特别是边界断裂带（如胜北断层、义东断层、五号桩断层等），由于断层的持续活动，使盆地边界不断向陆地一侧后退，并可保持较深水沉积，地层不断上升，岸线退缩，湖平面相对上升。(2) 中央隆起带在第Ⅰ层序发育的末期大规模上隆，使相对湖平面下降，并露出水面，向周围地区提供物源，从而形成层序边界。(3) 斜坡带对湖平面升降变化反映敏感，形成了上超等代表湖平面相对上升和下超、顶超、削截等代表湖平面相对下降的标志。

二、沉积物输入

与海盆相比，湖盆的容积有限，沉积速率与湖平面升降关系更加密切。当沉积速率大于新增可容空间形成速率时，则导致湖平面相对下降；反之则湖平面相对上升；二者相等，则湖平面相对静止不动。第Ⅰ层序发育的高水位体系域后期，来自青坨子凸起的陆屑物质供应丰富，自东向西形成了若干个高建设性大型三角洲，导致湖岸线不断向西推进，再加上其它因素影响，湖平面相对下降十分明显。

三、气候

湖平面的变化离不开湖水，而大气降水是湖水的主要来源。大气降水量又与气候变化有关。即气候干旱淡水补给少，长期下去将导致相对湖平面下降；而湿润的气候条件将使淡水供给充沛，可使相对湖平面上升。种种资料证明，沙四段早中期和沙二段晚期气候分别为干

旱和半干旱，对应的是大规模湖平面下降的低水位体系域；而沙三中下段和沙一下段为潮湿型气候，湖平面明显上升，形成湖侵体系域。

利用稳定同位素分析数据来判断古气候中的温度参数已得到广泛应用。气温升高，水中O^{18}的含量会相对增加，反之则相对降低。由图6—1中可以看出，济阳坳陷沙河街组地层中根据化石壳测定的$\delta^{18}O$值在垂向上也具两高（沙四上段—沙三中下段）、两低（沙四下段、沙三上段）的趋势，反映湖侵时气温较高，低水位和高水位时气温较低。

四、海平面升降

如果对比一下全球第三纪海平面变化曲线与济阳坳陷同期湖平面升降曲线（图6—1），就会发现二者趋势有很大程度的一致性，如在对应Tr及T_1反射附近是全球海平面下降时期；而在T_6以下及T_2以下湖平面开始大规模上升时，也正是全球海侵时期。这种相似性决非偶然，反映了海平面升降是作为湖平面变化动力因素之一。有大量的证据表明，济阳坳陷下第三系沙河街组沙四段上部和沙一段下部沉积时受到过海侵的影响。

1. 海侵的证据

(1) 古生物

1）有孔虫标志：沙四段上部为灰质岩段，中部为灰色、灰绿色泥岩段，含石膏和盐岩。在上部含有个体小、变形强、种属单调的有孔虫，并常与淡水介形虫和轮藻等共生，在济阳坳陷的惠民、东营和沾化三个凹陷中，均已发现数量有百枚之多（详见表6—1）。但种属十分单调，不能与正常海盆中有孔虫的几十、上百个繁多种属相比，却与巴黎、莱茵河等地区第三纪泻湖的单调种属相类似，有孔虫个体之小，十分罕见，种内个体变异强烈（图6—2）。

2）多毛类和藻类：沙四段上部的共生化石亦很特殊，淡水介形虫和轮藻等亦屡见不鲜，大量通常生于海相中的多毛类和藻类与生于淡水环境及其它生物共生。最突出的是德弗兰藻、中国枝管藻、龙介虫的出现，前者在东营、沾化凹陷普遍发现，后两者除在垦25井有所显示外，在平方王地区也大段连续出现（表6—2）。沙三段下部介形虫类大量发育，其属种类型虽然比沙四段上部少，但个体数量增多，适于深水环境的生物分子迅速增加，分布范围增大。浅水生物减少，水深增加，含盐度降低。

3）钙质超微化石：以颗石藻为主，在扫描电镜下整个视域几乎全由颗石藻组成。在有些地区沙一段形成颗石藻泥岩，是很好的生油岩。

4）介形虫和腹足等组合：从介形类化石上看，沙四段上部共七属七种，以适于淡水、半咸水生活的美星介属为主，比沙四段下、中部的美星介个体大，数量明显增多，分布范围扩大。另外，玻璃介也较丰富。沙四段上部下层中介形虫开始繁盛起来，共15属42种，其中以光滑南星介、玻璃介、华北介和金星介为主，从（湖花介+华花介）/总介和华北介/总介的比值在沙四段上部和沙三段下部的范围可以看出古盐度的变化。因它们都是生活于微咸—半咸水环境中，当水体的含盐度较高时，上述两个比值会减少。沙四段上部沉积时期永安镇—新立村、利津、牛庄地区的（湖花介+华花介）/总介的比值在15%～35%之间，华北介/总介的比值在20%～40%之间。在沙三段下部沉积时期，该地区（湖北介+华北介）/总介的比值在20%～45%之间，华北介/总介的比值在永安镇—新立村地区为30%～50%，在其它地区均低于30%。表明在这几个地区沙三段下部沉积时期水体的盐度较沙四段上部低。

沙四段上部以适应微咸、半咸水生活的水螺为主的化石组成，转变到沙三段下部则以扁

平高盘螺为主的化石组成，是湖水由半咸水变化到淡水的一个证据。

表 6—1 济阳坳陷沙河街组有孔虫分布及共生化石简表

凹陷	井号	井段 m	层位	岩性	有孔虫名称	变异程度	数量（个）	共生化石	样品类别
沾化	义 1	2,631～2,939.25	下部	灰色灰岩 灰 岩	粟米虫 *Miliolidae* 诺宁虫（未定种）*Nonion.sp*	强 强		介形虫、轮藻	岩屑
	罗 3	2,870～2,880	上部	灰岩	粟米虫（未定种）*Niliolidae.sp*	强			
	罗 6 罗 7	2,788～3,098	上部	灰岩 灰岩	未定种属				
	罗 14	2,939.40			小盘虫（未定种）*Casriduline.sp*				
	垦 26	2,793.14～2,809.5	上部	灰色灰岩	细小三块虫 *Trinoculinapoula* 元盘虫？（未定种）*Discorbis.sp* 卷转虫？（未定种）*Ammonin.sp*	强	数个 几个 几个	真星介 华北介 轮藻	
	垦 27	2,604～2,610	上部						
	垦 28	2,510	下部	灰色灰岩	粟米虫元盘虫（未定种）			介形虫、轮藻	岩屑薄片
东营	滨 197	1,551.3	上部	灰色灰岩	粟米虫				岩心
	纯 11	2,313.45	下部	红色泥岩	拟异常虫（未定种）		1	真星介、轮藻	岩心
	柳 1	827.5	上部	灰绿色泥岩	柳桥卷转虫	强	数百	介形虫、幼虫	岩心
惠民	华 7	1,841.43～1,856.16	上部	灰绿色泥岩	空知诺宁虫		数十	纯净小玻璃介	岩心

东营凹陷沙二段上部以反映淡水环境的介形组合为特征。其属种组合主要包括：A. 湖花介、玻璃介、小玻璃介、华花介，反映滨浅湖环境的组合；B. 华北介、拱星介、玻璃介，反映动荡湖泊环境的组合；C. 惠民小豆介、玻璃介、湖花介、华北介，反映咸化浅湖的组合。沙一段下部的介形类以反映浅湖—较深湖的组合为特征。其种属组合主要有：A. 惠民小豆介、普通小豆介、玻璃介、华北介、湖花介和小玻璃介反映浅湖环境。B. 普通小豆介、惠民小豆介、玻璃介、小玻璃介、华花介、中国玻璃介组合，反映半深水环境。

沙二段上部的介形类都以淡水、浅水的生态习性为主，而沙一段下部典型的淡水种类不能再生存，只有适应一定咸度的介形类得以继续繁衍。沙二段上部的介形类多以个体大、壳

壁厚、两瓣不等为特征，而沙一段下部的多以个体小、壳壁薄、表面光滑、两瓣近等为标志。

沙二段上部以旋脊似瘤田螺为特点，其组合成员有：旋脊似瘤田螺、粗状黑螺、花纹似黑螺、小旋螺、狭口螺由沙二段至沙一段，化石壳体由大变小，沙二段腹足类壳身面宽，沙一段下部以壳体小、表面光滑的个体为主。可见沙二段上部以典型的淡水、浅水螺类组合为特征，而沙一段下部这些螺类已基本灭绝，广盐性狭口螺类大量繁盛起来。说明沙一段下部的古生态环境是水体咸化、水域扩大且稳定。

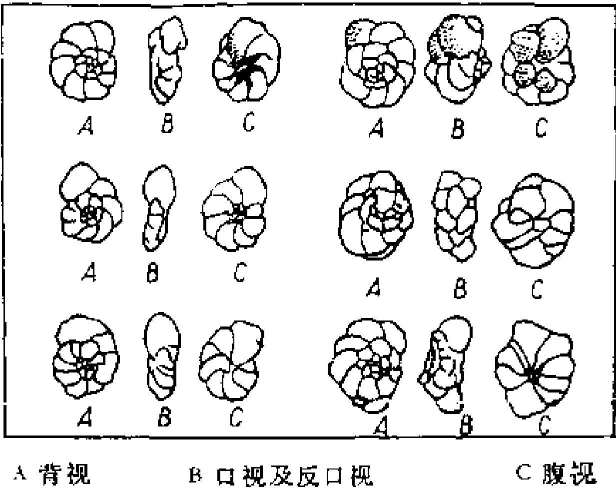


图 6—2 柳桥卷转虫畸形个体示意图

表 6—2 东营凹陷西部平方王地区龙介虫、中国枝管藻分布和产状

井 号	井段 m	厚度 m	中国枝管藻	龙介虫	备 注
滨 76 井	1，485.1～1，488.9	3.8	群体大，呈连续分布	三处发现交错或平行排列	岩心收获率 67.87% 厚度偏小
滨 214 井	1，466～1，468.15	2.15	群体丛生	有发现	岩心收获率 100% 但破碎
西 3－12 井	1，555.9～1，587.05	11.05	群体丛生	断续大量发现	收获率 24.66%～67.53%
滨 16 井	1，439.25～1，444.25	4.5	簇状，枝状丛生	较 多	岩心很碎
滨 246 井	1，531.15～1，531.55 1，531.65～1，532.05	0.4 0.4	枝状放射状 放射状，蛛网状	较多 交织排列	收获率 27.8%，厚度不全
滨 80 井	1，451.1～1，452.25	1.25	丛 生	较 多	岩心收获率 20.5% 岩心破碎

5）鱼类化石：济阳坳陷沙河街组所产鱼化石，经张弥曼（1987）等研究认为沙河街组四段顶部的油页岩中，产有鲱形目中的双棱鲱鱼、艾氏鱼；沙河街组沙一段油页岩中也产上述鲈形目和鲱形目鱼类。双棱鲱类和我们现在看见的海生鲱科鱼类形态上很相似，这类化石

过去曾经在地中海东岸黎巴嫩山、南美东北部巴西、非洲西部加蓬、赤道几内亚等地发现，从早白垩世到中新世的海相、海湾地层中，这种鱼类化石组合显然与正常内陆水域化石组合不同，但与典型的同时代海相鱼群相比种类又显得贫乏。因此，这些地层还不是在典型正常海相沉积环境中形成的，而只可能是在一种与海水有一定联系的过渡相环境（如海侵）中的产物。

（2）地球化学标志

1）硼（B）的含量和相当硼含量：硼的含量和分布在海相粘土中较多（约 $100ml/m^3$ 以上）。盐度升高，其含量增加。从图6—1中可以看出，沙四上段硼含量比沙三下段高。如牛11井沙四上段的硼含量值达 $126.25ml/m^3$，而沙三下段仅 $35.33ml/m^3$。相当硼含量是根据硼、钾含量的比值作出一系列换算曲线（图6—3），从图上可以查出相当于 K_2O 含量为5%时的硼含量。Walker（1963）认为，相当硼含量与古盐度有关，可以作为古盐度的真正标志。相当硼含量在海相为 $300\sim400ml/m^3$，半咸水 $200\sim300ml/m^3$，淡水相小于 $200ml/m^3$。计算表明，沙四上段和沙一下段相当硼含量在 $200\sim400ml/m^3$ 之间，而沙三、沙二段的值都小于 $200ml/m^3$。

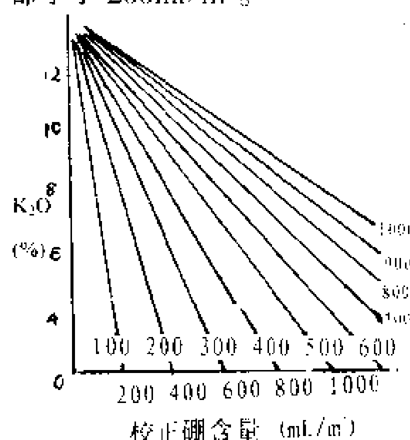


图6—3　硼含量与相当硼含量的换算

因此，无论是硼含量还是相当硼含量都反映沙四上段和沙一下段为半咸水，沙三段和沙二段为淡水环境。

2）锶（Sr）、钡（Ba）含量和锶、钡比值（Sr/Ba）：以海水为介质的沉积物中Ca、Sr含量高，而Ba含量低。一般认为泥岩中Sr/Ba值大于1时为海相、小于1时为陆相沉积。济阳坳陷沙四上段和沙一下段的Sr/Ba比值大于1（平均2.0左右），而沙三、沙二段的Sr/Ba比值均小于1（平均0.6左右）。

3）氧、碳同位素：近年来利用稳定同位素来分析古沉积环境越来越受到沉积学家的重视，Keith和Weber（1964）提出了区分侏罗纪以来海相和淡水相石灰岩的计算公式：

$$Z = 2.048 \times (\sigma^{13}C + 50) + 0.498 \times (\sigma^{18}O + 50)$$

Z 值大于120时为海相，小于120时为淡水相。

根据对济阳坳陷沙河街组60多块样品中化石的C、O稳定同位素分析和 Z 值的计算，结果为：沙四上段和沙一下段大于120，其它层位多小于120。

由上述沉积地球化学分析可以看出：①沙四上段具半咸水的海相特征，至沙三段水体淡化；②沙二段是淡而浅的环境，而沙一下段则为咸而深的水体，这只能用海侵才能较好地解释。

（3）岩矿标志：胶磷矿和海绿石频繁出现，天青石含量有时可占重矿物的百分之几十，这些都是海侵的辅证（图6—4）。

（4）结论：济阳坳陷沙河街组沙四上段和沙一下段含有有孔虫、多毛类、沟鞭藻与颗石藻、艾氏鱼与双棱鲱、腹足类与瓣鳃类等指示海相的多种门类化石，表明沙河街组曾受到了两次海侵的影响，形成海陆过渡环境。虽然有人对上述多门类海相性化石指示海侵有异议，认为可以是风裹携、鸟类搬运等偶然因素或内陆湖水变咸来解释。我们认为，对局部个别现

象，作出这样的解释似乎可以。但象我国东部众多的盆地内（包括济阳坳陷），海相性生物出现得如此集中，层位这样稳定，分布又十分的有序，决非偶然。再者沙二段水体浅，但为淡水，而沙一段在水体变深、变广的同时盐度却增加了，这用淡水注入无法解释，而用海侵来解释确比较合理。

2. 海侵发生背景

济阳坳陷早第三纪沙河街组时期受到海侵的影响是受大地构造及古地理背景明显控制的。

自 Suess（1906）提出全球性海平面波动的概念以来，人们开始将大区域的海水进退与全球性海平面升降联系起来。特别是近 20 年来，不少学者分别通过地震地层学和层序地层学等手段（Vail 等，1977；Hallam，1980；Posamentier，1988；Wagoner，1990）排除局部构造运动的影响，探讨显生宇时期全球性海平面升降的变化趋势，做出了全球性海平面变化曲线。就新生代而言，全球海平面有总体下降的趋势。但其间在早古新世、早一中始新世、早渐新世、早中新世、早上新世等时期反被次一级的海侵中断。这种全球性的海平面变化也波及到了位于东部地区的济阳坳陷。进入早—始新世（相当于沙四段晚期），海侵明显增加，初期在苏北的南黄海盆地（阜宁群二、四段）、广东三水（布心组）龙归和东莞盆地等遭受海侵，其后在渤海湾盆地（沙四段）及江汉（潜江组）等盆地都先后遭受了海侵（张国栋等，1987）。这表明当时海平面上升幅度较大，与全球性海平面变化曲线的特征十分对应。始新世末、早渐新世初，中国东部先后遭到早喜马拉雅第一次造山运动影响，整个沉积格局有较大改观并发生了一次较大规模的海侵。而华北渤海湾地区为当时海侵影响的主要地区，形成沙一下段的受海侵影响的沉积。

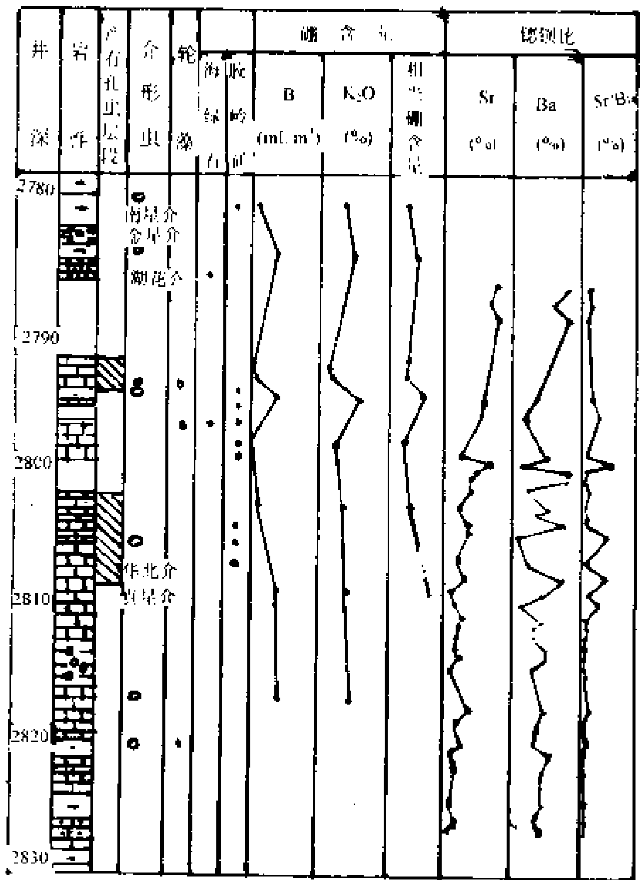


图 6—4　垦 26 井沙四上段海侵标志分析图

3. 海侵的机理

全球早第三纪海平面的变化受冰川作用的因素是次要的。因为中生代以来直到中新世才开始发生世界规模的冰期，而中生代至早第三纪时期则是相对平稳的气候条件。除了冰川活动机制外，尚需考虑板块活动对海平面变化的控制，特别是大洋中脊扩张速度变化所产生的影响。Schopf（1980）甚至推算出扩张速度的变化在几百万年时期内引起全球海平面 300～500m 幅度的长期变化。当大洋中脊扩张过快，以致新生的大洋壳来不及冷却、下沉时，大洋中脊变得宽缓，可以引起海水上升，侵溢到大陆壳之上；当扩张缓慢，充分冷却而下沉时大洋中脊变窄，可使海水再度流回大洋。据 Berger 等（1974）计算，海底扩张速度在持续一万年内只要有 10％的变化就应可使海平面产生 20m 的变化。根据板块构造的观点，造山运动是由板块间的俯冲与碰撞所引起的。因此，扩张速率的骤增可能与地质时期中的断陷活

动有关。这可从各断陷盆地在碰撞与俯冲的挤压应力作用下所发生的强烈断陷活动加以推断。例如渤海湾盆地始新世之后进人强烈拉张断陷活动时期，形成强烈下沉的箕状凹陷。这样的背景导致了沙四段和沙一段的海侵。因此，正是由于各种强烈的断块差异运动，才有可能使盆地沉积基准面明显下降，并可在周缘隆起区切割出众多的断谷隘门及港汊狭湾。与此同时，盆地的强烈拉张断陷很可能暗示着洋中脊扩张速率的加剧，而导致全球海平面上升。在这种统一的"陆降"与"海升"的机制相配合下，即能引起中国东部大陆早第三纪的海侵(张国栋等，1987)。

第七章　湖相层序地层学模式

第一节　层序地层格架的建立

济阳坳陷经历了中生代的反倾断块、早第三纪的盆倾断块和晚第三纪的整体坳陷三个发育阶段，是一个拉张断陷型湖盆。早第三纪的盆倾断陷是盆地发育的主要时期，相对湖平面的变化对湖盆中发育的沉积体系、盆地充填及地层展布有着明显的影响，而相对湖平面的变化明显受到断陷活动、气候、海平面以及沉积物注入等因素的控制。虽然相对湖平面变化的制约因素很多，但仍然是有规律可循，这就为我们在湖盆中开展层序地层学研究奠定了基础。本研究选择了济阳坳陷东部地区作为重点，充分利用该地区的地震资料，同时综合分析有关井的测井、岩心、古生物等资料，将济阳坳陷沙河街组划分出二个二级层序、三个层序界面（其中一个已位于东营组沉积中），每个层序中又识别出了低水位、湖侵、高水位三个体系域，而每个体系域又是由若干个准层序或准层序组构成。

一、不同级序的层序地层边界的识别标志

层序、体系域、准层序组、准层序属于不同级别的层序地层单元，这些地层单元界面在岩性、古生物、地球化学、地球物理等方面均有不同的响应。

1. 层序边界的识别标志及特征

层序是以不整合或与之相对应的整合作为边界的一套相对整一的、有成因联系的地层序列，因此层序的界面在盆地边缘表现为不整合面，盆地中心则由不整合面过渡为整合面。层序边界识别的关键是识别和确定不整合面，然后进行等时性追踪对比。实际上不整合面的形成是受湖平面的升降控制的，形成于湖平面的快速下降期，早期沉积出露水面遭受剥蚀。因而层序界面上下沉积在岩性组合、地震反射特征、古生物组合、测井曲线上均有明显特征性的反映：

①地震反射响应：在层序界面附近主要表现为上超、削蚀等不整一的反射类型。若为角度不整合，特别是在断陷湖盆的缓坡带上，可见到上下地层的产状存在明显不一致。此外在界面上可见到“海鸥展翅”或“充填式”反映深切谷沉积的地震相（见后）。

②古生物组合：界面上下古生物组合具有明显的变化，甚至在局部地区存在化石带的缺失。例如，图7—1是渤海湾生物群形成种曲线图，从上可以看出：a. 介形虫、腹足类和轮藻类的变化趋势类似；b. 曲线上低谷均分别对应于层序界面 T_r、T_3、T'_1。

③沉积学标志：在层序界面附近出现反映有沉积间断特征的岩性组合。如反映地表暴露的土壤或根土层，大量沼泽相沉积。特别在盆地边缘，岩性组合表现为明显的差异性，垂向相分析中会发现上下相序不连续（不符合沃尔索相律）。穿过此界面沉积相带向盆地移动显著，反映湖平面快速下降（见后述）。

④测井响应：SP曲线上突变为箱状、指状或钟形特征。自然伽马能谱测井Th/U剧增，有若干个明显的峰值。

⑤地球化学标志：层序边界暴露于大气期间，下伏地层则遭受风化作用和表生成岩作

用，导致接近层序界面的地层中氧化矿物——褐铁矿含量有增加的趋势。

下面分述三个层序界面的识别标志。

(1) 第一个层序界面

该界面在济阳坳陷的东部地区，为中、新生界的分界面，对应着地震剖面上 Tr 反射，全区易于追踪对比，连续性中等到较好，振幅中等偏强，为一区域性角度不整合，在湖盆的斜坡地带，如东营凹陷的南斜坡、沾化凹陷东部的垦东斜坡等地区，上下地层产状存在明显差异，此外沙河街组沉积明显超覆在下伏中生界地层上（图 7—2）。

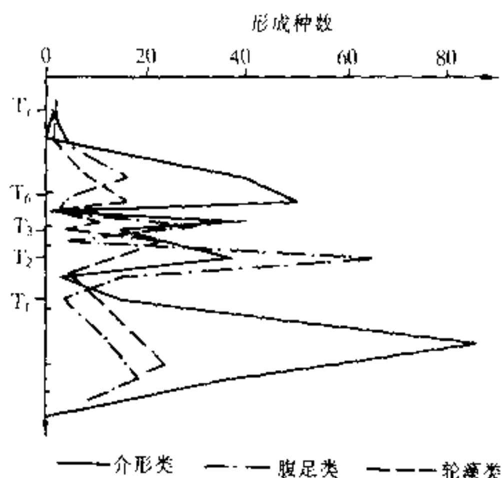


图 7—1 渤海湾生物群形成种曲线图（据王秉海等，1992 修改）

该层序边界从其规模上看，应属于一级层序边界，相当于地震地层学上的超层序边界。此外，该层序边界不仅具有海相地层所识别出的层序边界的一般特征，而且其形成机理上又具有其独特性。其形成在某种程度上来说，构造运动占居了主导地位，形成过程同湖盆雏形的形成有关。图 7—3 为济阳坳陷中、新生界湖盆形成阶段图，晚侏罗世—白垩世，即燕山运动晚期，济阳坳陷进入断陷阶段，盆倾断裂发育，块断活动强烈，坳陷已具雏形，形成断陷式充填型沉积。燕山运动后，该区经历了晚白垩世到古新世的整体抬升剥蚀，形成了北台期的准平原面。始新世即济阳运动早期，在隆起的背景上开始了新生代裂陷发育过程，盆倾断裂逐步发育，使下伏地层逐步发生倾斜，新生界沉积依次以一定的角度超覆在中生界地层之上，从而形成了区域性角度不整合。

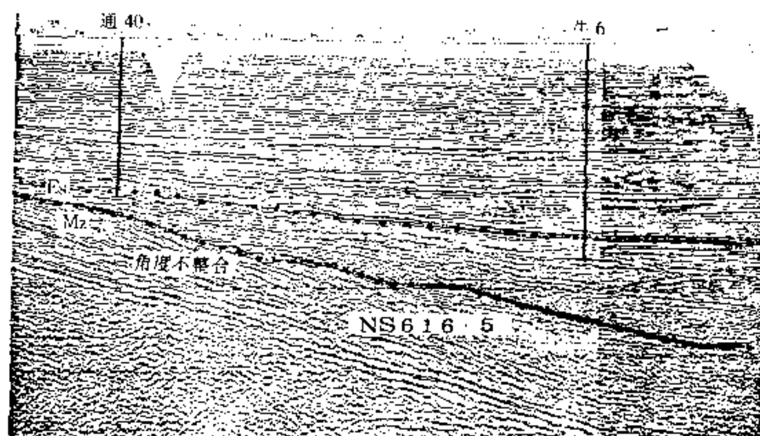


图 7—2 东营凹陷 NS616.5 地震剖面，示超覆不整合（Tr）

(2) 第二个层序界面

该层序界面对应着地震剖面上 T_3 反射，虽然其界面响应不及第一层序界面明显，但从以下证据仍能识别出为层序界面。

1) 地震响应：通过区域性的追踪对比地震剖面发现，T_3 反射在湖盆的周缘地区特别是远离边界断层的斜坡地带可见到明显的上超、削蚀等反射终止现象。如东营凹陷 EW84.8、NS570.5 测线、沾化凹陷 NS625.8 测线等均可明显见到（图 7—4）。

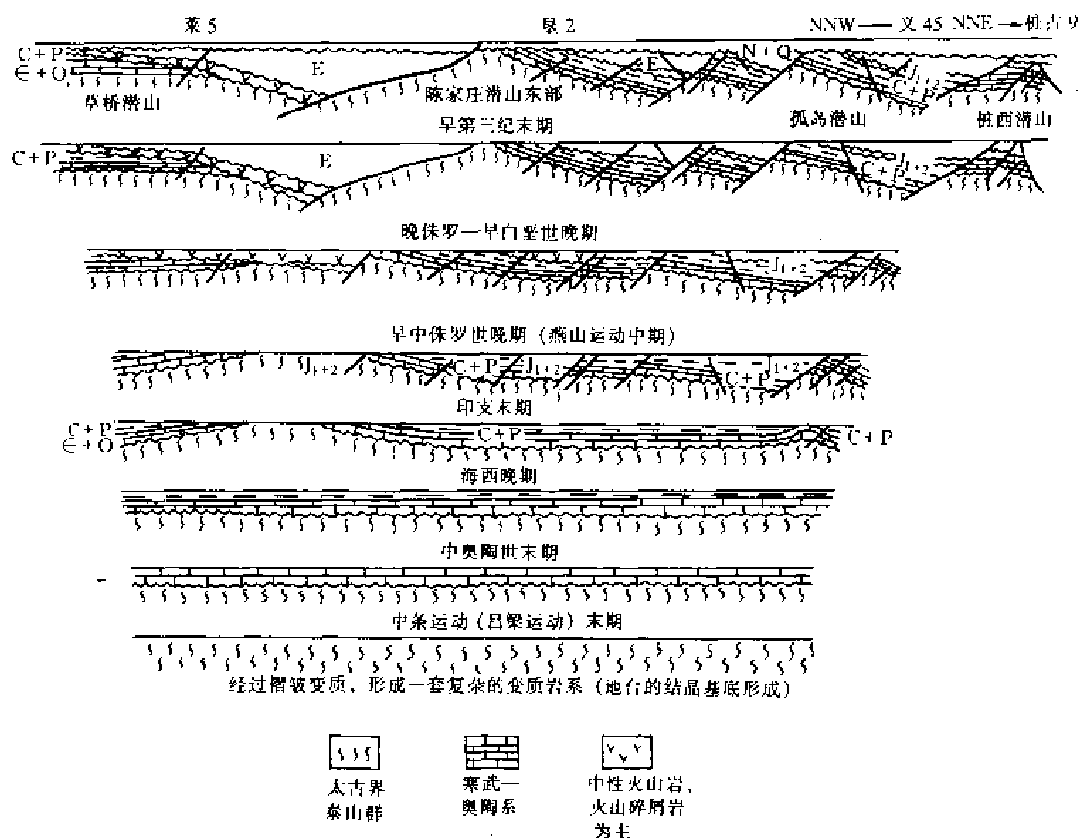


图 7—3　济阳坳陷构造发展阶段图
（据王秉海等，1992）

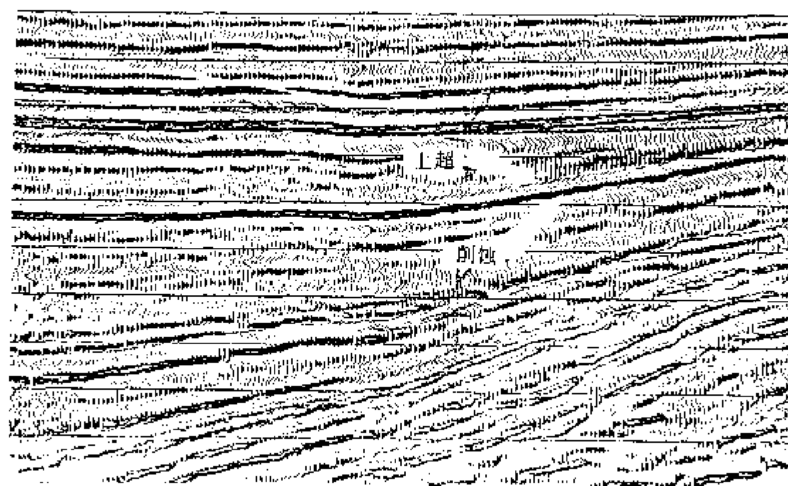


图 7—4　东营凹陷 NS570．5 地震剖面，示 T_3
反射及第二个层序边界的特征

2）沉积学标志：界面以下大部分地区为三角洲（平原）相的灰色砂岩、泥岩，界面以上以氧化浅湖至河流相沉积为主，仅局部地区为半深湖—深湖相沉积，如东营凹陷的梁家楼等地区。湖盆边缘地区主要以红色河流相粗碎屑岩沉积为特征。另外，沾化凹陷孤南 24—1 井在该界面以下见有植物根系层。

3）古生物组合：在该界面上下地层中，古生物组合也发生了明显的变化，界面以下主要为土星介、卵形拱星介、阶状似瘤田螺、毛球藻、桤木粉、伸长杉粉等介形类、藻类、孢粉类亚组合，界面以上主要为椭圆拱星介、肖庄美星介、旋脊似瘤田螺、伸长似轮藻、褶皱藻、麻黄粉、芳香粉等亚组合类型。在图7—1渤海湾生物群形成种曲线图上，表现为明显的低谷。

4）测井响应：通过史深100井自然伽马能谱测井分析，Th/U值在此界面处剧增，有明显的若干个峰值（图7—5）。在SP曲线上突变为箱状、指状或钟形特征（图7—6）。

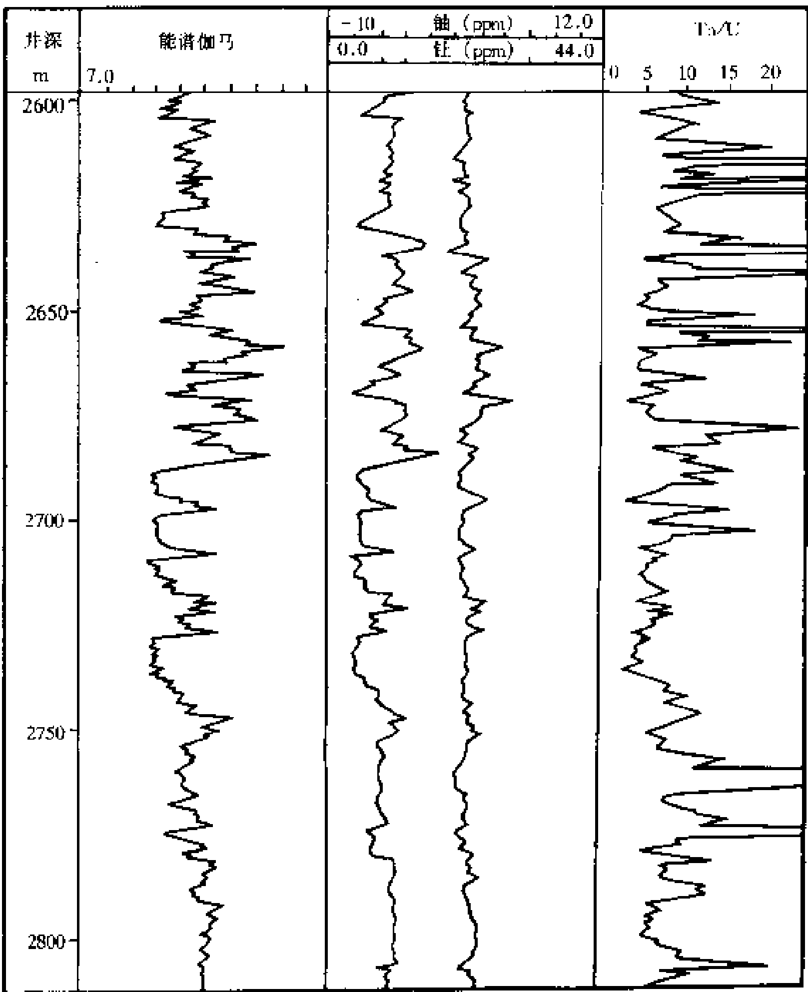


图7—5　史深100井T_3附近伽马能谱分析图

5）地球化学特征：由辛15井的褐铁矿变化趋势图上可以看出，在此界面附近有明显的峰值（图7—7）。

通过上述分析可以看出，该界面同第一个层序界面相比，不整合的规模级别要小，属于二级层序界面，相当于地震地层学中的层序界面，区域上总体表现为在湖盆的周缘为平行不整合面，在湖盆的中心为整合面，不整合面的分布面积占济阳坳陷的60%以上（除隆起面积）（图7—8）。其形成机理同第一个层序界面相比，也完全不同，该界面的形成构造运动已不是主要控制因素，主要由于沉积物供给、气候的变化，导致湖平面下降，可容空间减小，湖盆收缩，使周缘地区的早期沉积出露水面，遭受剥蚀，从而逐步形成层序界面。

（3）第三个层序界面

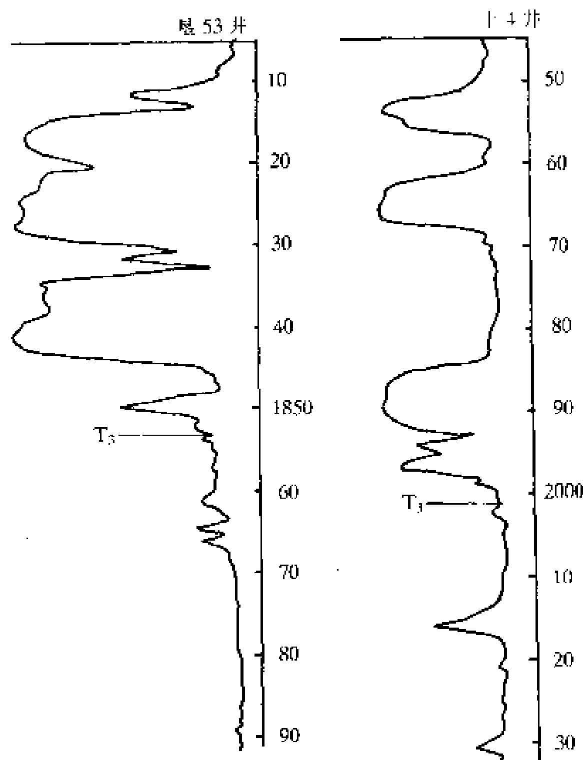


图 7—6 T_3 附近自然电位曲线变化图

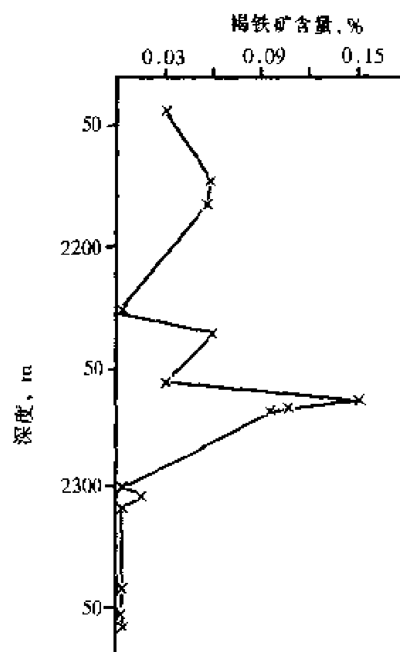


图 7—7 辛 15 井 T_3 附近褐铁矿含量变化趋势

该界面对应地震剖面上 T'_1 反射，由于它为平行不整合或与之相对应的整合作为界面，不整合的规模也要小于前两个层序界面，但通过地震、测井、岩心等资料的综合研究仍能识别出此界面，主要识别标志如下：

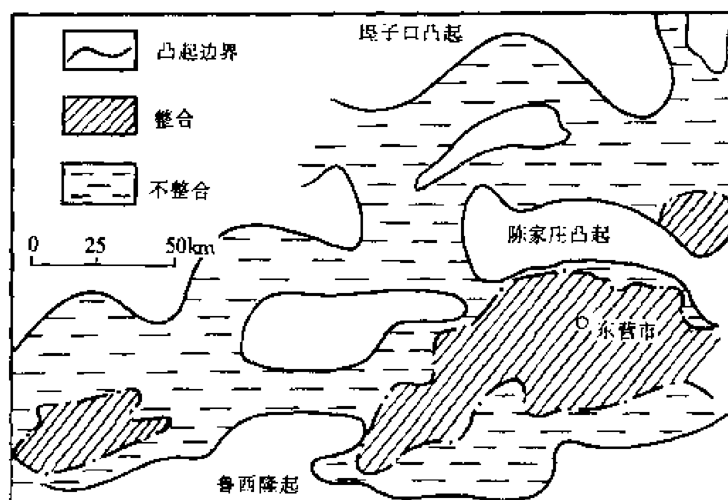


图 7—8 济阳坳陷 T_3 界面对应的不整合面分布图

（据姚益民，1988）

1）界面地震响应

①在 T'_1 反射附近见到削蚀、上超等反射终止现象，如沾化凹陷东部和北部地区 W102、EW184.9 测线（图 7—9）。

②在 T'_1 反射面分布有一系列小的“凹陷”，形似河谷，内部主要表现为空白、杂乱充填反射，如 W132、W136 等测线，其反映不整合面上的深切谷沉积。

2）古生物地层：东营组和沙一段沉积之间局部缺失了东营组下部地层，在垦东地区尤为明显。由图 7—1 可知，该时期的古生物形成种曲线也表现为低谷。

3）沉积特征：在湖盆的边缘地区该界面附近出现红层沉积，如埕北地区的埕北 35 井、36 井。

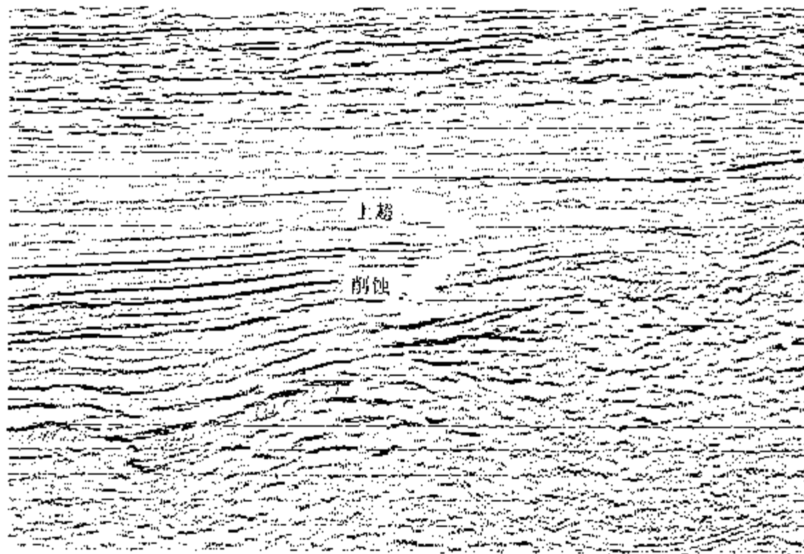


图 7—9　滩海地区 W102 测线，示 T'_1 反射及第三个层序界面

4）地层展布：沾化凹陷东北部地区，特别是在埕北低凸起北部，东营组地层直接覆盖在中生界地层之上，其间缺失了相当于第二层序的湖侵和高水位期的沙一段和东营组下部沉积。若该地区的东营组沉积仍属第二层序高水位沉积，按照层序地层学理论，在整个层序发育过程中湖侵晚期和高水位早期沉积分布最广，而在此不符合此规律，从另一角度说明该段属于另一新层序发育期沉积。

总体上来看，虽然从湖盆的边缘地区仍能识别出不整合的存在，但不整合的分布范围较小，因此界面响应不及前两个层序界面清晰，反映了第二层序沉积晚期，湖平面相对下降规模较小，也反映了湖盆发育后期以“平盆浅水”为特点。

上述三个层序界面，按 Vail 等人的观点、第一、第二个层序界面为Ⅰ类层序界面，第三个层序界面为Ⅱ类层序界面，前者湖平面相对升降变化幅度较大，层序界面对应的不整合面规模相对也较大，不整合面分布范围占盆地的 60% 以上，其中第一个层序界面为区域性不整合面；后者湖平面相对升降变化幅度较小，因而层序界面所对应的不整合面规模也较小，仅在凸起的边缘等地势较高地区才有所分布。此外三个层序界面的级别也有所不同，第一个层序界面为一级层序界面，第二、三个层序界面属二级层序界面，分别对应地震层序划分中的超层序边界面和层序界面。

2、体系域边界的识别标志及特征

层序是由体系域序列组成，体系域按其在湖（海）平面变化周期中的位置，又可划分出不同的类型，或者说每一体系域都与特定的湖（海）平面升降曲线段相对应（图 7—10）。由图 7—10 可以看出，最大湖泛面为湖侵与高水位体系域的分界面；首泛面（或初始湖泛面）为低水位与湖侵体系域的分界面，其它分界面均为层序界面，因此层序边界识别之后，体系域边界识别的关键是识别和确定首泛面和最大湖泛面。

（1）最大湖泛面的识别：最大湖泛面是在湖平面快速上升，岸线不断向陆迁移，退至最大限度时湖平面所处的位置。由于此时新增可容空间足够大，陆源碎屑物质供应不充足，湖盆整体处于欠补偿沉积状态，湖盆大部分地区处于较深水—深水环境，因此机械悬浮沉积、有机沉积、碳酸盐沉积作用占主导，沉积速率缓慢，所以最大湖泛附近时期所接受的沉积又

称作密集段。由于这种缺乏陆源物质的层段内生物群的分异度和丰度在整个层序内都是最大的，具有最强的生油能力，因此又有人称其为生油岩密集段。在济阳坳陷东部地区沙河街组层序研究中，识别出 T_2、T_6 地震反射标准层，认为分别对应于层序Ⅰ、Ⅱ的密集段，主要识别标志或特征有：

1）地震反射：T_2 和 T_6 反射为济阳坳陷地震剖面解释中特征性的标志层，为2～3个相位的强振幅、连续好、中频率的反射，全区分布稳定，易于追踪对比，通过地质层位标定，T_2 反射对应于沙一下部沉积，T_6 反射对应于沙三下沉积。T_2、T_6 反射层分布广，在有的地区直接盖在凸起之上，如五号桩披覆构造。

2）沉积学特征：

①岩石类型：

a. 褐灰色的油页岩：为主要岩石类型，水平纹理（页理）发育，有机质含量高。

b. 灰质粉晶云岩：呈灰、褐灰色，具水平层理，夹于油页岩中或与之互层，致密坚硬，有时有小的溶洞。在显微镜下为灰质纹层与云质纹层的微薄互层，球状黄铁矿分布广泛。方解石纹层中的方解石呈泥晶状，白云石纹层中的白云石呈泥—粉晶状，半自形—他形，成分为白云石及铁白云石（图7—11）。这种碳酸盐岩属深水还原条件下同生沉积形成。

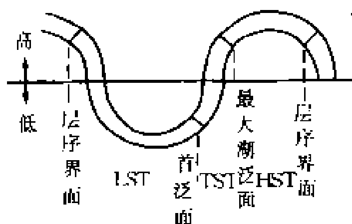


图7—10 湖（海）平面升降曲线与体系域对应关系图

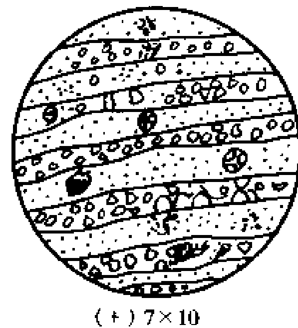


图7—11 灰质粉晶云岩镜下特征，营11—8井

②成分分析：

见表9—3、9—4和9—5

3）古生物标志：

①地震 T_6 标准层中发现了广盐性鲱形目类（双棱鲱和渤海艾氏鱼），以及渤海藻—副渤海藻属，玻璃介—小型圆鳞亚群等化石。遗迹化石主要以 *Protopaledictyon*（始网迹）、*Paleodictyon*（古网迹）相组合为特征。

②地震 T_2 标准层生物化石尤为丰富，含有低分异度、高丰度、小个体的有孔虫和广盐性介形虫（惠民小豆介、湖花介、玻璃介）、螺化石（均匀狭口螺）等。

由上可以看出，密集段中含有丰富的生物化石，化石类型以广盐性为主，并具有丰富的遗迹化石，此外由图7—1可知密集段均对应着生物群形成种曲线图的高峰。

4）有机地球化学标志：

①东营凹陷牛38井生油岩层的地球化学柱状剖面表明，地震 T_6 标志层所对应的沙三下部沉积，有机碳含量2.28%～3.35%，氯仿沥青“A”0.50%～2.28%，总烃3,368～12,482ml/m³。干酪根中腐泥组分高达91.66%，其中无定形占89.48%，是典型的Ⅰ

型干酪根。

②地震T_2标志层所对应的沙一下部沉积中（惠民凹陷的禹参2井）有机碳含量2.28%，氯仿沥青“A”0.10%，干酪根中腐泥组分高达92.70%，也属典型的Ⅰ型干酪根。

由上可以看出T_2、T_6标志层所对应的密集段均具很高生油能力，干酪根具高的腐泥组分，属曲型的Ⅰ型干酪根。

5）测井响应：密集段在电阻率、感应、自然电位、自然伽马测井曲线上均有十分特征性的反映，图7—12为史深100井在T_2标志层附近的自然伽马能谱测井分析图，可以看出T_2附近的Th/U比值很低。此外，该段的自然伽马值多表现为高值，视电阻率值多为低值或呈梳状或剪刀状。

6）古地磁标志：从牛38井沙三段磁性年代地层综合柱状图（图7—13）上可以看出，T_6标准层所对应的沙三下部密集段沉积速率为14mm/Ka，沙三中部三角洲前缘砂体沉积速率为910mm/Ka，二者相差65倍，反映密集段的沉积速率是非常缓慢的。

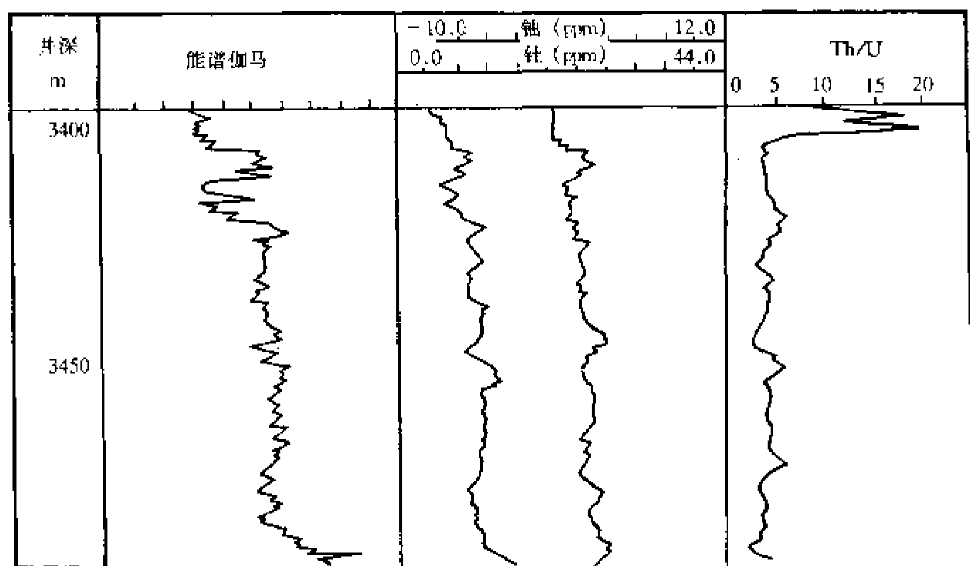


图7—12　史深100井T_2附近伽马能谱测井分析图

（2）首泛面的识别标志和特征：首泛面是湖平面下降到最低点，相对稳定时期之后，由于气候、构造、海侵等因素的影响，使湖平面开始快速回返时的最初位置，因此又称之为初始湖泛面。它为低水位与湖侵体系域的分界面，在此界面上下湖盆的沉积条件、沉积背景等均有明显差异性。为此我们在济阳坳陷东部地区从岩性、地震反射、古生物、测井响应以及体系域中准层序组的类型研究等方面入手，识别出了T'_6和T'_2两个首泛面，分别对应层序Ⅰ和Ⅱ的首泛面。下面将详述其主要识别标志。

1）地震反射：由于界面上下沉积特征的差异性，使得界面上下沉积的地震反射特征表现出明显的差异性：界面以上的地震相多为平行、亚平行反射，连续性中等偏好；而界面以下的地震相多为杂乱或空白反射。界面以上反射同相轴在湖盆边缘可见到上超现象。

2）沉积学特征：界面上下沉积物类型以及沉积环境均存在明显的差异性，特别是在湖盆边缘地区，界面以下多为河流—三角洲平原相沉积；局部为洪积扇沉积；界面以上变为滨

浅水或较深水的细粒沉积，沉积物的颜色可能由红色变为浅灰色或深灰色。

3）准层序组类型：界面以下多为进积—加积式准层序组，界面以上变为典型的进积式准层序组（图 7—14）。

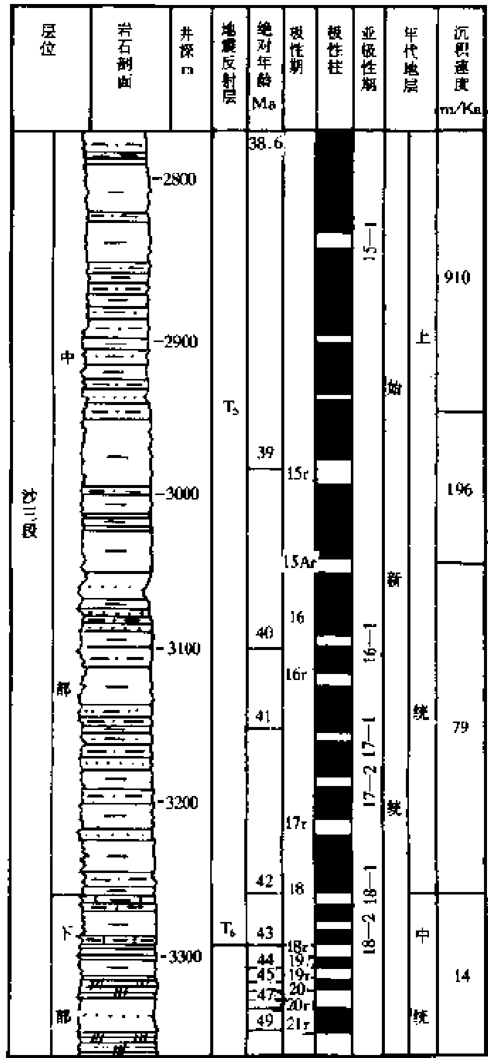


图 7—13　牛 38 井沙三段磁性年代地层综合柱状图（据王秉海等，1992）

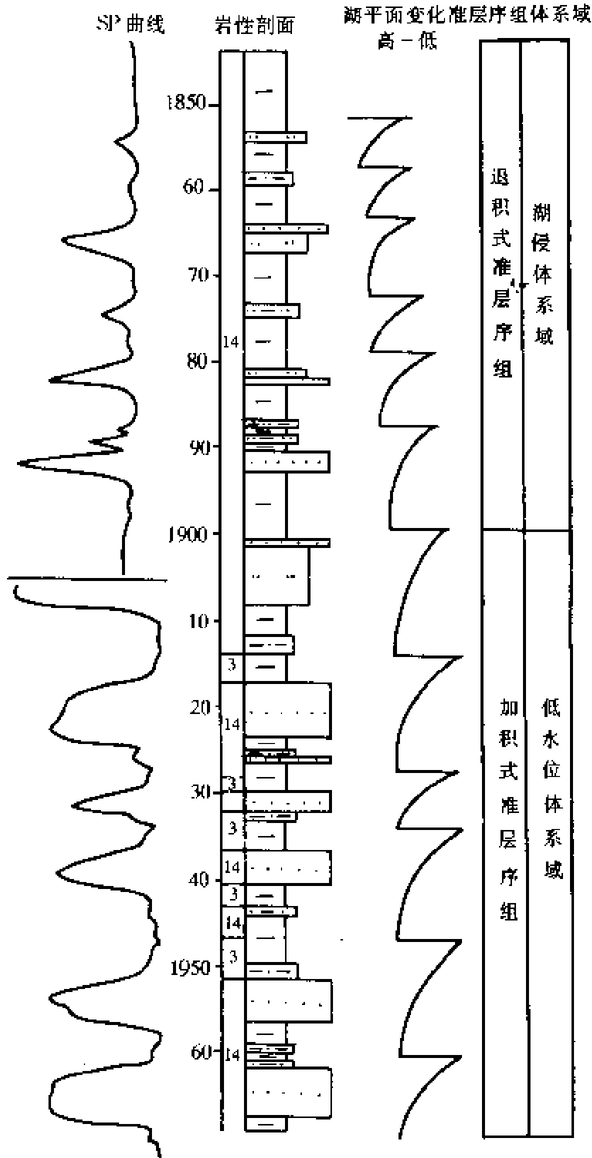


图 7—14　丰 4 井首泛面附近的准层序组类型的变化

4）古生物组合：古生物组合在界面以下为浅水、狭盐性生物化石为特征，甚至局部无生物化石；而界面以上变为较深水—深水、广盐性的生物化石组合。如 T'_2 反射所对应的层序Ⅱ的首泛面，在其下部为浅水的玻璃介、博兴假玻璃介、湖花介等介形类组合，旋脊似瘤田螺、粗壮黑螺、花纹黑螺、狭口螺等腹足类组合以及反映于旱气候条件下生长的麻黄属孢粉组合，而界面以上主要为反映浅水—较深湖的惠民小豆介、中国玻璃介、玻璃介、华花介等介形类组合以及广盐性狭口螺化石组合。

3．准层序边界的识别标志

准层序边界指的是湖泛面或与之对应的面，是在局部因素（如三级断层的断裂作用）影响下，湖平面短时间内快速上升，湖水加深所形成的面。由于一个准层序厚度一般为几米

厚，而现行的地震资料垂向分辨率一般都在十几米以上，因而在地震反射上一般无法识别准层序，主要是通过岩性、测井等标志进行识别。

(1) 测井响应：SP 曲线由负异常突变为正异常。

(2) 沉积学标志：自下而上穿过界面时出现突变现象。

1) 沉积物的颜色变为深色，反映水深突然增加。

2) 岩性突然变细，可由砂砾岩变为粘土岩。

(3) 出现植物根，砂质内碎屑，湖泛面略有起伏不平。

4．准层序组边界

准层序组指的是由若干个有一定叠加方式的准层序构成，顶底以较大规模湖泛面（介于最大湖泛面和湖泛面之间）或与之相应的面为界。在准层序划分的基础上，要研究准层序叠加方式；即是进积式、加积式、还是退积式，每一个类型的叠加方式构成一个准层序组。一般来说准层序组边界的湖泛规模（即相对湖平面上升）比准层序的要大些，湖泛沉积厚度也较大（图 7—15）。

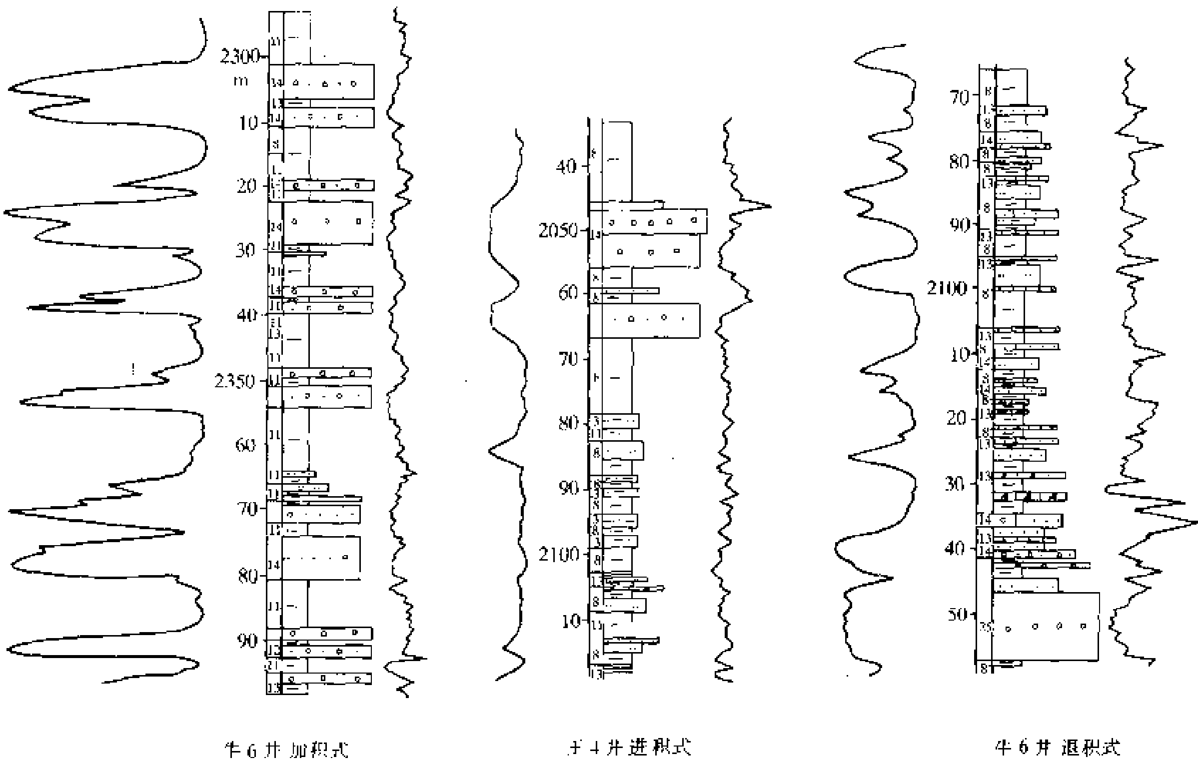


图 7—15　准层序组类型

二、地震地质层位标定

用地震资料进行层序地层学解释是盆地内部层序地层学研究的一项重要内容，虽然地震分辨率有限，但若进行区域层序地层学研究，钻井资料毕竟有限，就必须在综合分析钻井等资料的基础上，充分利用地震剖面，建立起区域性、宏观的层序地层格架。

地震反射界面是物理界面，是一个波阻抗界面，在地震剖面上划分出的层序、体系域是物理地层单元，单凭地震资料不能确定其地质时代和地质内容，但是能够形成连续反射的地质界面主要是层面和不整合面。层面是残留沉积作用面，即代表等时界面，其地震响应便是年代地质界面反射；不整合面代表地质历史中侵蚀面或无沉积作用面，是划分层序的主要依

据。其地震响应也具年代地层学意义，所以地震反射界面不单是一个物理界面，同时也是一个具有年代地层学意义的时间界面，因此我们能够在地震剖面上识别层序、体系域的边界，这是利用地震资料进行层序地层学解释研究的基础。利用在地震剖面上识别出的层序、体系域建立盆地的层序地层格架的重要步骤是对地震反射界面进行地质层位的标定，建立地震反射与地质层位的对应关系。

地震地质层位标定有效方法是利用过井地震剖面将钻井资料和地震资料进行层位对比，明确地震反射界面的地质层位意义。通过樊22—724、樊29、义深8、王69等井的合成地震记录、VSP对过井地震剖面反射层进行地质层位标定（图7—16），发现油田上的层位划分有时存在穿时现象。但总体上来说，地震剖面上所识别出的反射界面与地质层位之间具有一定的对应关系，它们间的对应关系为：T_1 对应馆陶组底，即上下第三系的分界面，T'_1 有

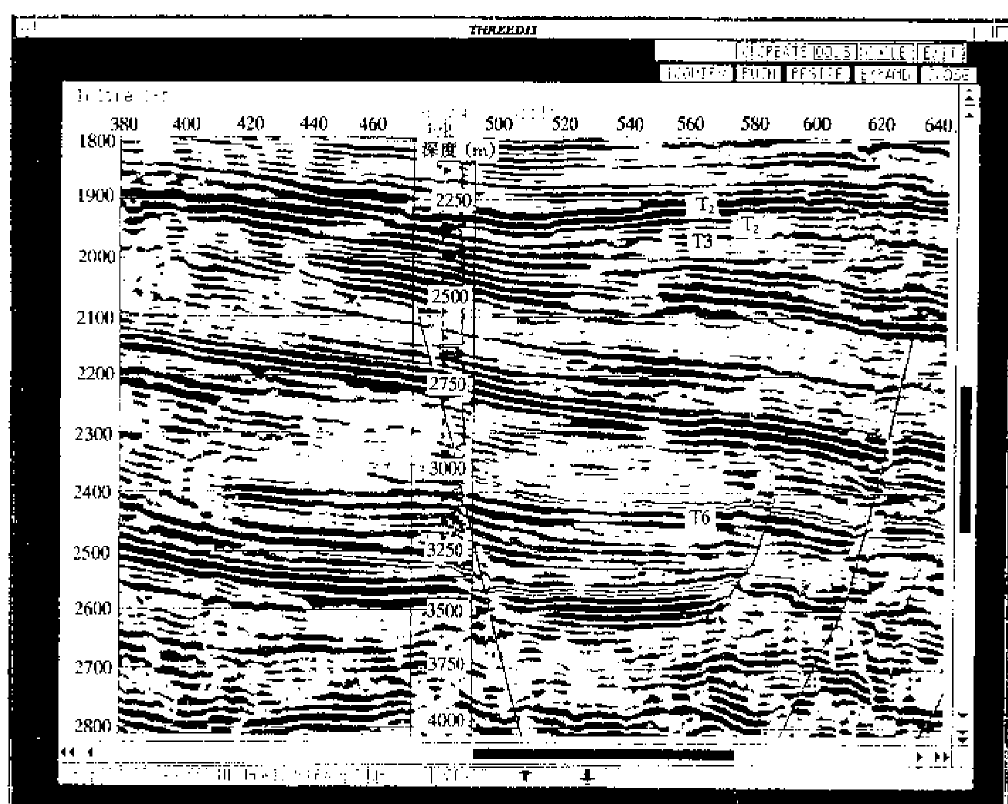


图7—16 樊22—724井合成地震记录层位标定

的地区对应于东营组二段下部沉积，有的对应于东营组与沙一段分界面，T'_2 对应沙一段底，即沙一段与沙二段分界面，T_3 存在明显穿时现象，所跨层位为沙二下—沙三中，即最上限为沙二段上下分界面，最低限为沙三段中部，T_6 对应沙三段下部特殊岩性段—油页岩，T'_6 对应沙四段上下分界面，T_r 对应中、新生界分界面。

三、层序体系域划分

通过地震、岩心、测井等资料的综合分析，识别出了上述的具有年代地质学意义的 T_r、T_6、T'_6、T_3、T'_2、T_2、T'_1 等七个地震反射界面。其中 T_r、T_3、T'_1 为层序界面，T'_6、T'_2 为首泛面，T_6、T_2 为最大湖泛面。为此济阳坳陷沙河街组沉积的层序划分如下：T_r—T_3 为第Ⅰ层序，即SⅠ，大致相当于（孔店组）沙四段至沙二段下部沉积，T_3—T'_1 为第Ⅱ层

序即SⅡ，总体上相当于沙二段上部至东营组下部沉积。

每个层序中按照湖平面变化的相对位置又可划分出低水位、湖侵和高水位三个体系域。体系域是以层序边界和特定的湖泛面作为边界，低水位体系域底界为层序边界，顶界面为首泛面；湖侵体系域以首泛面为底界，顶以最大湖泛面为界；高水位体系域底界为最大湖泛面，顶界为层序的边界。由此，T_r—T'_6 为SⅠ的低位域，相当于沙四段下部沉积，T'_6—T_6 为SⅠ的湖侵域，相当于沙四段上部至沙三段下部沉积，T_3—T_6 为SⅠ的高位域，相当于沙三段中部至沙二段下部沉积；T_3—T'_2 为SⅡ的低位域，相当于沙二段上部沉积，T'_2—T_2 为SⅡ的湖侵域，相当于沙一段下部沉积，T_2—T_1'为SⅡ的高位域，相当于沙一段上部至东营组下部沉积（图6—1，图7—17）。

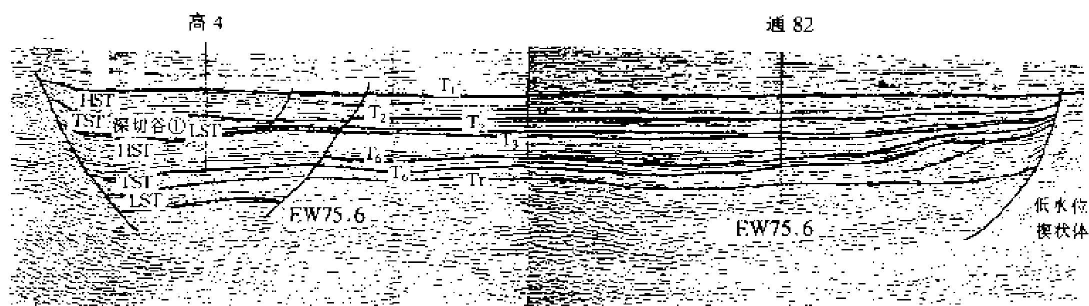


图7—17　东营凹陷EW75.6测线上层序和体系域的划分

第二节　层序和体系域的时空展布及沉积特征

根据地震、地质、钻井及古生物等资料的综合分析，将济阳坳陷沙河街组划分出了两个层序；通过每个层序边界地质时间标定，第Ⅰ层序时间为10～14Ma，第Ⅱ层序大约为6～10Ma，属于二级层序，相当于地震层序中的层序。其中第Ⅰ层序的底界相当于地震层序的超层序界面，第Ⅱ层序的底界（或第Ⅰ层序的顶界）和顶界相当于地震层序的层序界面，也就是说前者相当于一级层序界面，后者为二级层序界面。此外，每个层序都是湖盆某一特定演化阶段的产物，因而具有独特的时空展布和沉积特征。

一、第Ⅰ层序（SⅠ）

第一层序相对于济阳坳陷新生代断陷湖盆来说，属于湖盆发育初期的产物，层序的底界即为新生代湖盆基底顶界面，由于在此时期坨—胜—永、高青断层、孤西断层、义东断层、埕东断层等边界断层活动强烈，湖盆地形高差大，气候干旱，导致了物源区的母岩机械风化作用强烈，为湖盆的沉积提供丰富的物源，从而在层序发育期形成了巨厚的沉积，位于边界断层之下的民丰洼陷、博兴洼陷、渤南洼陷等沉积厚度均达2，000m以上。特别是坨—胜—永断层之下的民丰洼陷最厚达4，000m以上，远离边界断层的东营南斜坡（王家岗—八面河—草桥一带）、垦西—富林一带以及沾化凹陷东部和北部地区厚度也有300～500m（图7—18）。

由于构造活动史和沉积背景的特殊性，从而决定层序发育的不同时期沉积时空展布和沉积特征具有差异性。下面将按不同体系域进行分述。

1．低水位体系域（$SⅠ_{LST}$）

低水位体系域沉积期，湖盆水域面积较小，特别是沾化凹陷东部地区尤为明显。洼陷分

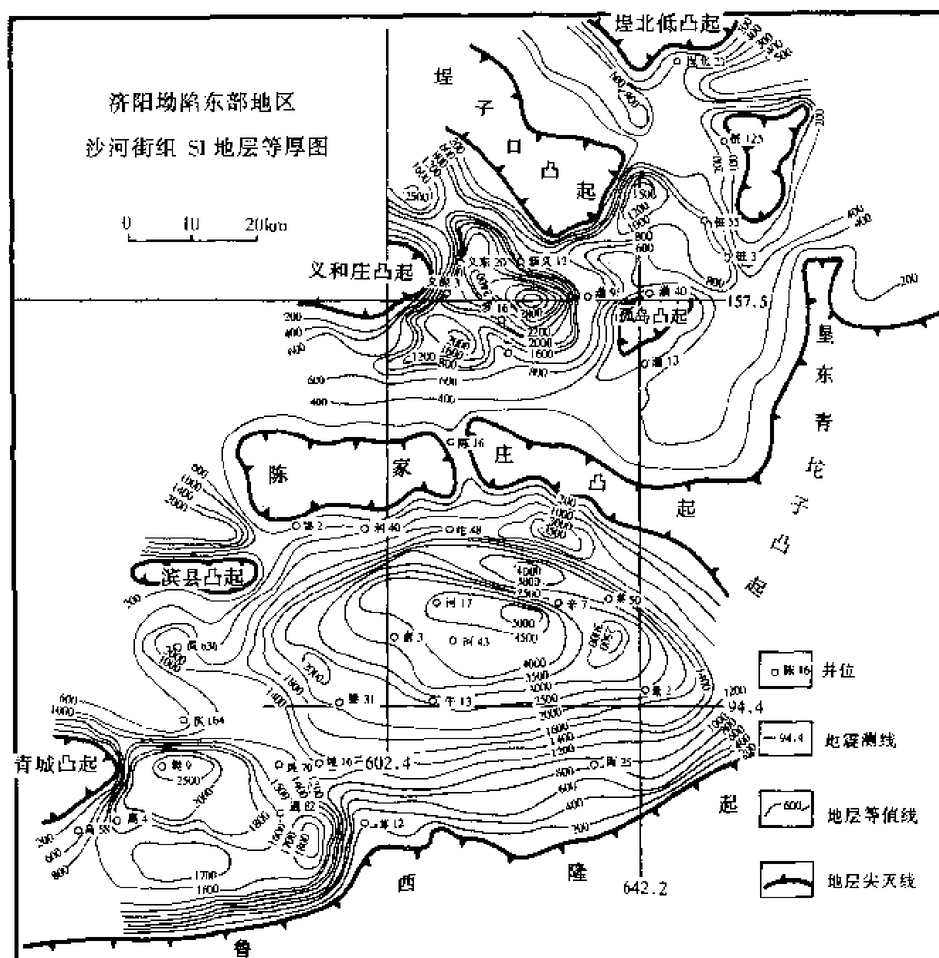


图 7—18 第Ⅰ层序地层等厚图，等值线单位为 m，下同。

隔性强，凸起连片，孤岛凸起尚未出现，与陈家庄凸起—垦东青坨子凸起—埕北低凸起—五号桩披覆构造等隆起区联成一片，孤南—富林大片地区处于斜坡剥蚀区，仅局部地区接受沉积。东营凹陷此时期湖盆沉积范围较广，但水域面积较小，这就反映了湖盆中的低水位期虽然水域面积小，但并非意味着沉积范围小。

低水位体系域沉积期，坨—胜—永、高青、孤西、义东、埕东等边界断层的活动强烈，使在该断层之下的民丰、博兴、渤南等洼陷发育半深水沉积，其他地区均以河流—洪积相和浅水沉积为特征。根据地震剖面判读，民丰、渤南等地区沉积厚度均达 2，000m 以上，湖盆的斜坡地带、埕北凹陷、桩东凹陷等沉积厚度一般 300～500m 左右（图 7—19）。该时期沉积总体特征为：①沉积厚度大，受构造背景影响；②沉积物以反映干旱气候的红层膏盐沉积为特征。

该时期沉积在地震剖面多呈空白或杂乱反射，仅湖盆内部可见到低振幅断续反射结构，此外，自然电位曲线变化较大，多为箱状、钟形。

2．湖侵体系域（SI_{TST}）

沙四段晚期，湖盆开始整体下沉，断陷活动有所加强，干旱的气候也开始向湿润转化，海水（海侵作用）、淡水开始大量注入湖盆，湖平面开始大规模的上升，使前期的“洼陷分隔、凸起连片”的局面变为“洼陷连片、凸起分隔”的局面，沾化凹陷与东营凹陷通过陈家

图 7—19 第Ⅰ层序低水位体系域地层等厚图

庄凸起中部的断沟连通，埕子口凸起—埕北低凸起—五号桩披覆构造—垦东青坨子凸起逐渐分离，使得沾化凹陷与埕北凹陷、桩东凹陷连通，此时孤岛凸起已完全与垦东青坨子凸起和陈家庄凸起分离，成为真正的“孤岛”。湖盆岸线也逐步向凸起边缘推移，使得该时期的沉积面貌发生巨变，水域范围逐渐变广，湖泊水体直抵凸起边缘，水深增加，使得深湖、半深湖面积扩大。

该时期，坨—胜—永断层、高青断层、孤西断层、义东断层等边界断层持续活动，民丰、渤南、博兴等地区属继承性洼陷，在该时期它们既属沉降中心又属沉积中心，沉积厚度较大，近 1，000m 左右，特别是民丰地区厚度达 2，000m 以上；孤南—富林以及沾化凹陷的东部地区开始接受沉积，但厚度较薄，一般 100～200m，东营凹陷南斜坡、滨南—平方王一带沉积厚度中等，200～400m 左右（图 7—20），主要形成滨浅湖沉积，覆盖在早期河流—洪积扇沉积之上。SⅠ$_{TST}$沉积厚度比海相海侵体系域沉积厚度大。这主要是由湖盆在该时期具有“近物源、多物源”的特征所决定的。多物源主要是因构造活动强、地形高差大、母岩风化产物丰富；近物源主要是指湖侵使湖盆水域增广，并直达凸起边缘。从而决定了湖盆在该时期的沉积厚度仍然较大。

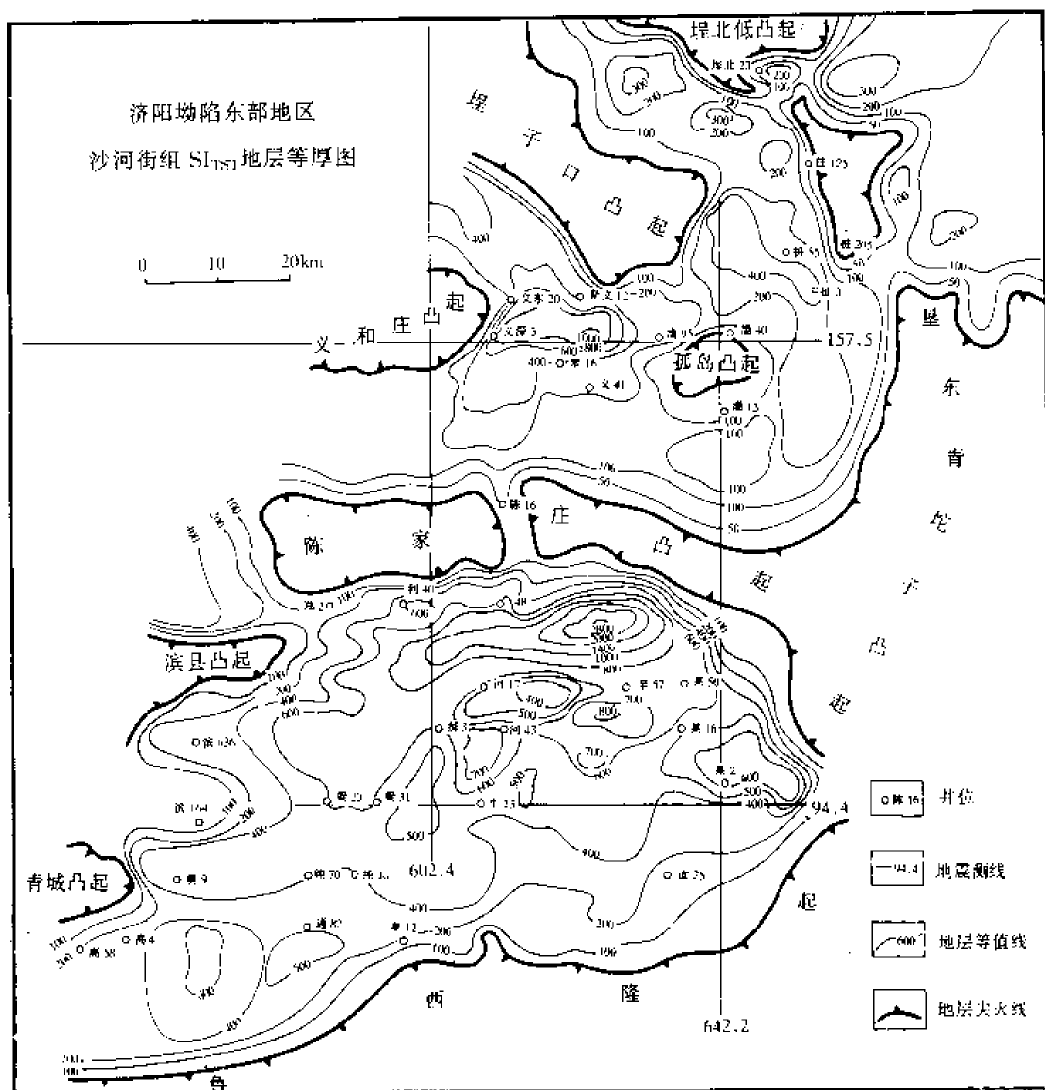


图 7—20 第Ⅰ层序湖侵体系域地层等厚图

$SⅠ_{TST}$早期沉积在地震剖面上多为低频、中弱振幅、中连续的波状、平行、亚平行地震相，晚期以高振幅、强连续、低频为特征，特别是密集段沉积。此外在南北向剖面上可见到明显的地层超覆，特别在孤岛凸起、五号桩披覆构造、埕北低凸起上，该期沉积逐渐上超形成披盖沉积。

3. 高水位体系域（$SⅠ_{HST}$）

$SⅠ_{HST}$后期，断陷活动逐渐减弱，湖水泛到最大后，不再大规模上涨，从而进入了高水位沉积期。在其早期，湖平面处于相对稳定阶段，整体继承了$SⅠ_{TST}$后期的沉积特征，但随着后期湖盆相对抬升，气候由潮湿向半干旱转化，大量陆源物质注入湖盆，前期的民丰、渤南等深洼逐渐被填满，湖底地形渐缓，深—半深湖范围缩小。东营凹陷$SⅠ_{HST}$后期湖盆的沉积中心迁移到了梁家楼等地区。另外，随着湖盆逐渐抬升，高水位体系域的后期沉积遭受剥蚀或没有接受沉积。沾化凹陷大部分地区均缺失了该层序的上部地层。

从该时期地层等厚（残余厚度）图（图 7—21）上可以看出，每个凹陷沉积最厚处均对应于$SⅠ_{HST}$的洼陷地区（沉积中心），东营凹陷厚达 1，000m 左右，沾化凹陷的渤南地区达 700m 左右；东营凹陷总体表现为由东向西，由北向南减薄的趋势（其中博兴地区例外）。沾

化凹陷的东部地区和孤南—富林等地区厚度仍然较小，一般为100～300m；罗家、邵家地区的沉积也较薄，该地区的地层向陈家庄凸起，有不同程度的剥蚀。



第7—21 第Ⅰ层序高水位体系域地层等厚图

SⅠ$_{HST}$早期沉积相类似于SⅠ$_{TST}$，以大规模的深湖—半深湖沉积为特征。主要以中振幅、中连续的平行、亚平行地震相为主，局部夹有丘形、空白、杂乱反映盆底扇沉积的地震相。晚期以反映河流—三角洲沉积的前积反射地震相为特征。此时期东营凹陷三角洲的三层结构在地震剖面上尤为典型，顶积层是由一系列中振幅中频率中连续的同相轴组成，前积层有"S"状和斜交状两种；底积层由一系列强振幅、高连续的同相轴组成（图7—22）。

二、第Ⅱ层序（SⅡ）

SⅡ层序发育在断陷湖盆的后期阶段，构造活动主要表现为整体升降运动，内部次级凹陷的边界断裂的活动强度大大降低，仅埕东断层、青东断层等活动强度较大。因此该时期盆内的断陷活动不如SⅠ沉积期那样大。同时该期沉积速率要低于SⅠ，沉积厚度也小于SⅠ，但湖水水域广阔，五号桩披覆构造完全淹没于水下，埕北低凸起也向北退缩。

由SⅡ地层等厚图（残余厚度）（图7—23）可知，沉积厚的地区主要对应SⅠ晚期的洼陷—梁家楼等地区，以及边界断层相对活动的埕东、高青、埕北等地区，厚度均在800m以

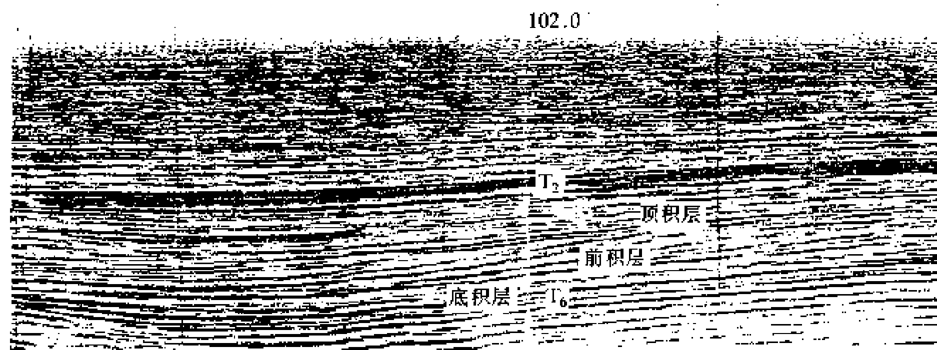


图 7—22　东营凹陷 EW94.4 地震剖面 SⅠ$_{HST}$期三角洲的前积反射结构

上，最厚的梁家楼地区达 1，700m 左右；东营南斜坡、孤南—富林、罗家、邵家以及沾化凹陷东部地区为 400m 左右。由 SⅠ和 SⅡ地层等厚图可以看出，靠近边界断层厚度较大，远离边界断层的斜坡地带沉积厚度较小，反映了湖盆中断层对沉积的控制作用。

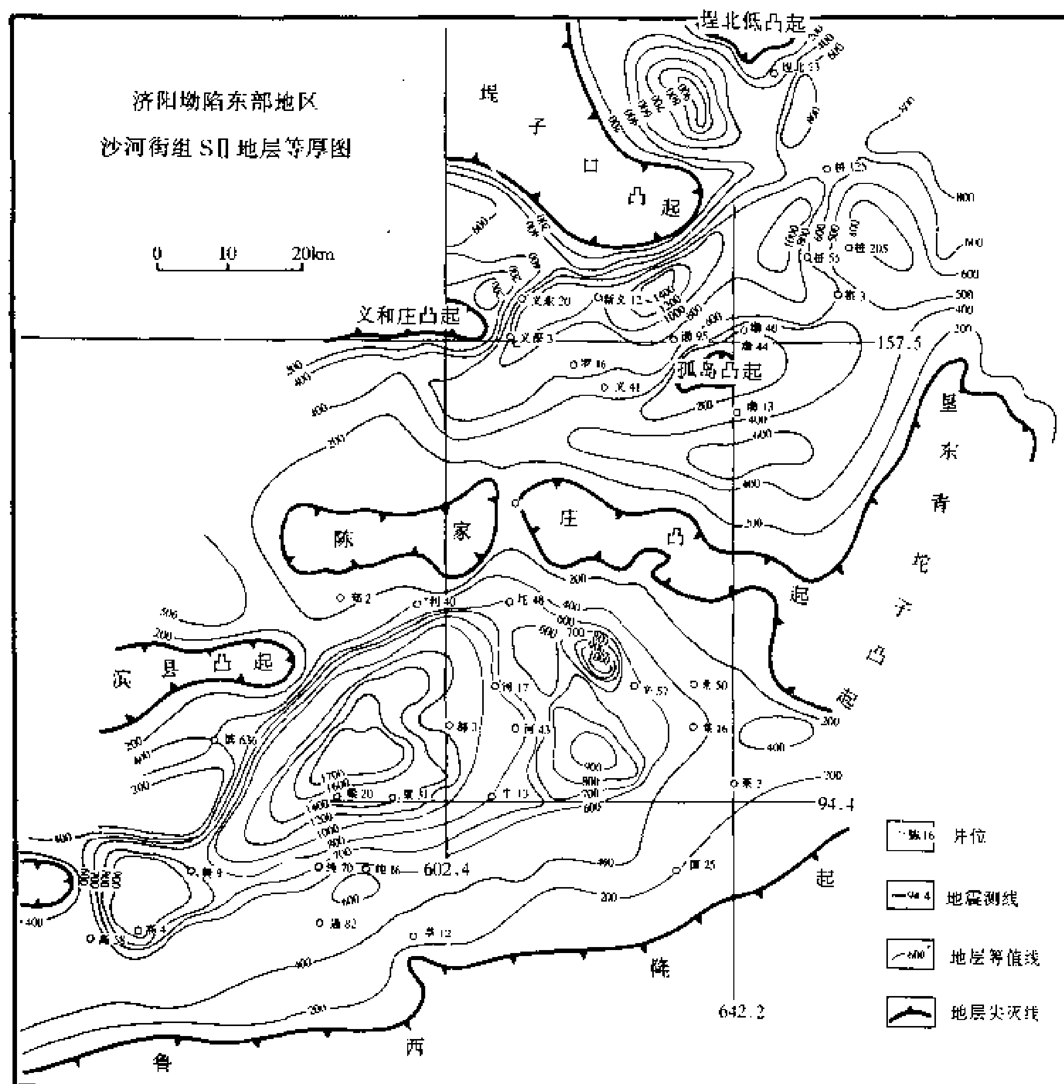


图 7—23　第Ⅱ层序地层等厚图

下面分述不同体系域的沉积地层展布和特征。

1. 低水位体系域（SⅡ$_{\mathrm{LST}}$）

SⅡ$_{\mathrm{LST}}$早期湖盆整体上升，气候向半干旱转化，湖水发生大规模退缩，从而又出现了“凹陷分隔、隆起连片”局面。陈家庄凸起—垦东青坨子凸起—五号桩披覆构造—埕北低凸起连成一片，滨县凸起与青城凸起连片，埕子口凸起与埕北低凸起在北部也连片。此外，其他凸起界线也同时向湖盆扩张，东营凹陷中央隆起带营3井附近的局部地区也曾经出露，反映该时期的湖盆面积小、水域范围小、水体浅等特征，仅在渤南、孤南、梁家楼等地区残留有总体上半深水环境。低水位后期，湖盆整体趋于稳定，断陷活动又有回返的趋势，气候由半干旱开始向潮湿转化，湖平面虽有上升，但仍未发生大规模的湖侵。



图7—24　第Ⅱ层序低水位体系域地层等厚图

SⅡ$_{\mathrm{LST}}$沉积期，湖盆主要发生整体升降运动而引起湖平面相对变化，凹陷中的边界断层活动强度降低，因而地形高差较SⅠ$_{\mathrm{LST}}$期要小，气候也属于半干旱型，因而供给盆地的物源丰度有限，决定了SⅡ$_{\mathrm{LST}}$沉积厚度要远小于SⅠ$_{\mathrm{LST}}$。由SⅠ$_{\mathrm{LST}}$地层等厚图（图7—24）上可以看出：①沉积厚度总体较小，最厚仅为500m左右；②沉积厚度大的地区主要为边界断层活动强度大的孤南、埕北、胜坨以及继承性洼陷的梁家楼等地区；③东营凹陷沉积要厚于沾

化凹陷，每个凹陷内部由南向北均有变厚的趋势。

该时期沉积地层的地震响应总体上要强于 S Ⅰ$_{LST}$沉积，主要为中低连续性波状、亚平行、平行地震相。但在沾化凹陷大部分地区的地震反射仅为一个同相轴，很难看出属什么地震相，局部地区厚度薄到地震上无法识别，此时需借助钻井和测井资料进行分析。

2. 湖侵体系域（SⅡ$_{TST}$）

低水位末期，随着湖盆整体下降、气候潮湿化、断陷活动加强以及海水入侵和淡水注入，湖水开始发生大规模上涨，湖侵体系域沉积开始。随着湖水的扩张，湖盆又恢复了“凹陷连通、凸起分隔”的格局，垦东青坨子凸起与埕北低凸起逐渐分离，到湖侵晚期，中间的五号桩披覆构造完全淹没于水下，以致沾化凹陷与埕北凹陷、桩东凹陷连成一片；此时陈家庄凸起中部的断沟又开始连通沾化和东营两凹陷，同时其它凸起界线也逐步后退。湖盆又以水域广、水体深、面积大等为特征，主要沉积了深湖—半深湖油页岩、油泥岩和暗色泥岩、滨浅湖和粒屑生物滩、薄层碳酸盐岩。



图 7—25 第Ⅱ层序湖侵体系域地层等厚图

由 SⅡ$_{TST}$地层厚度等值线图（图 7—25）可以看出：①地层厚度较小，并且厚度分布平

稳；②东营凹陷的沉积中心逐步往北迁移，由梁家楼移至利津地区，沾化凹陷的沉积中心仍继承性发展；③以梁家楼—利津、埕东等地区沉积最厚，达500m以上，其它地区沉积均较薄，一般为100m左右；陈家庄凸起之间的断沟于湖侵晚期才形成，沉积厚度平均为30m左右。

地震反射上该时期沉积主要为中频、中连续性的波状、平行、亚平行地震相，在五号桩披覆构造上可见T_2反射直覆其上，孤岛凸起、垦东斜坡、埕北低凸起从地震剖面上均可见到地层的层层超覆。

3．高水位体系域（$S\text{II}_{HST}$）

$S\text{II}_{TST}$晚期，随着海水和淡水的注入，湖泛至最大规模后，湖平面达到相对稳定阶段。随着进入高水位沉积时期及断陷活动逐渐减弱（但埕东、埕南、青东、高青、孤北等断层在高水位早期仍处于活动阶段），从而在局部地区表现为稳中有降的格局。湖盆的沉积中心基本继承性发展。晚期由于陆源物质大量注入，湖盆整体又有抬升的趋势，可容空间减小，湖盆再次退缩，逐渐形成了层序顶界。



图7—26 第Ⅱ层序高水位体系域地层等厚图

由$S\text{II}_{HST}$地层等厚图（残余厚度）（图7—26）可以看出：①$S\text{II}_{HST}$沉积厚度总体为中等，在东部地区由南向北有变厚的趋势，反映该时期北部的构造活动强度要强于南部的东营

凹陷；②断层相对活动的孤南、埕北、渤南、博兴等地区沉积最厚，一般为500m左右；③构造活动强度低的东营南斜坡、罗家、垦东—五号桩等地区沉积厚度稍薄，一般为200～300m左右。该期沉积在地震反射以S形前积、斜交、亚平行等地震相为主，反射连续性中等。

对济阳坳陷东部地区沙河街组沉积的两个层序及其体系域的展布和沉积演化特征可总结如下：

①层序体系域的沉积厚度受构造活动强度影响明显。湖盆发育的早中期，构造活动强烈，所对应的层序及其体系域厚度大，如第Ⅰ层序及其体系域；湖盆发育的中后期，湖盆断陷活动减弱，所对应的层序及其体系域沉积厚度小，如第Ⅱ层序及其体系域。

②层序、体系域的沉积厚度比海相地层的大，特别是湖侵和高水位体系域，这是由湖盆“近物源、多物源”的特征所决定。

③湖盆发育初期为“盆深面小”，后期为“盆浅面广”，因此第Ⅱ层序分布范围广。

④从层序及体系域演化来看，济阳坳陷东部地区湖盆从早期到后期有由南向东北迁移的趋势。

⑤湖盆中的低水位期，水域范围小，并非意味着沉积范围小，第Ⅰ层序的低水位体系域尤为典型。

⑥综合湖盆的主控断层的发育史，可以看出层序Ⅰ发育期断层活动强度要高于层序Ⅱ，而高水位期和低水位早期断层活动强度较低。

⑦不同于海相地层，湖盆高水位体系域厚度大、储层也发育。

第三节　层序地层模式

一、层序地层模式类型划分及特征

湖盆构造的复杂性及其近物源、多物源等特征决定了其沉积和层序模式的复杂性、多样性。不同的沉积背景、不同的构造活动带均具有不同的模式特征。下述为按照不同的沉积背景和构造活动史划分出的模式类型。首先按照沉积古地形背景或构造带划分出坡折沉积区、斜坡沉积区、隆起区（湖中隆）以及洼陷沉积区，不同的沉积区中又可按构造活动史、气候、沉积等划分出不同的次级类型。

1. 坡折模式

坡折相似于海洋中的陆架坡折，具相对突变的地形带，从相带上来说，从浅水区到更深的水域有相对突变的过渡带。湖盆中这种坡折古地形主要由两种作用形成：其一由构造运动（主要由断层活动）所形成，在此称之为构造坡折；其二由沉积作用形成，在此称之为沉积坡折。

（1）构造坡折型：构造坡折主要是断层的活动使一侧的地层下降，另一侧的地层相对上升（对济阳坳陷来说，断层性质均为正断层），从而沿着断层面在断层的上升盘和下降盘之间形成了一个明显的坡折。但在整个层序发育过程，并非所有断层都均匀持续地活动，有的呈断续性活动，一般表现在早期活动强度大，晚期活动强度小，图7—27系该种类型沉积的层序地层模式图解，总体特征如下：

1）坡折面为断层面，坡折面以上为陆上沉积，一般持续位于水上，紧邻物源区；坡折面以下为深湖—半深湖沉积。

2）层序底界面由两部分组成，一部分为断层面，即断层不整合面；另一部分为地层单元内部的不整合面或整合面。

3）沉积厚度大，随着断层的活动，沉降中心逐渐向断层一侧移动。

4）分布于断层面之上的地层，与断层面呈明显的上超接触，但从沉积相中分析，仍能反映出在一个层序内水体由浅—深—浅的变化过程，如坨2—6—5井就分布于该种类型沉积背景中。

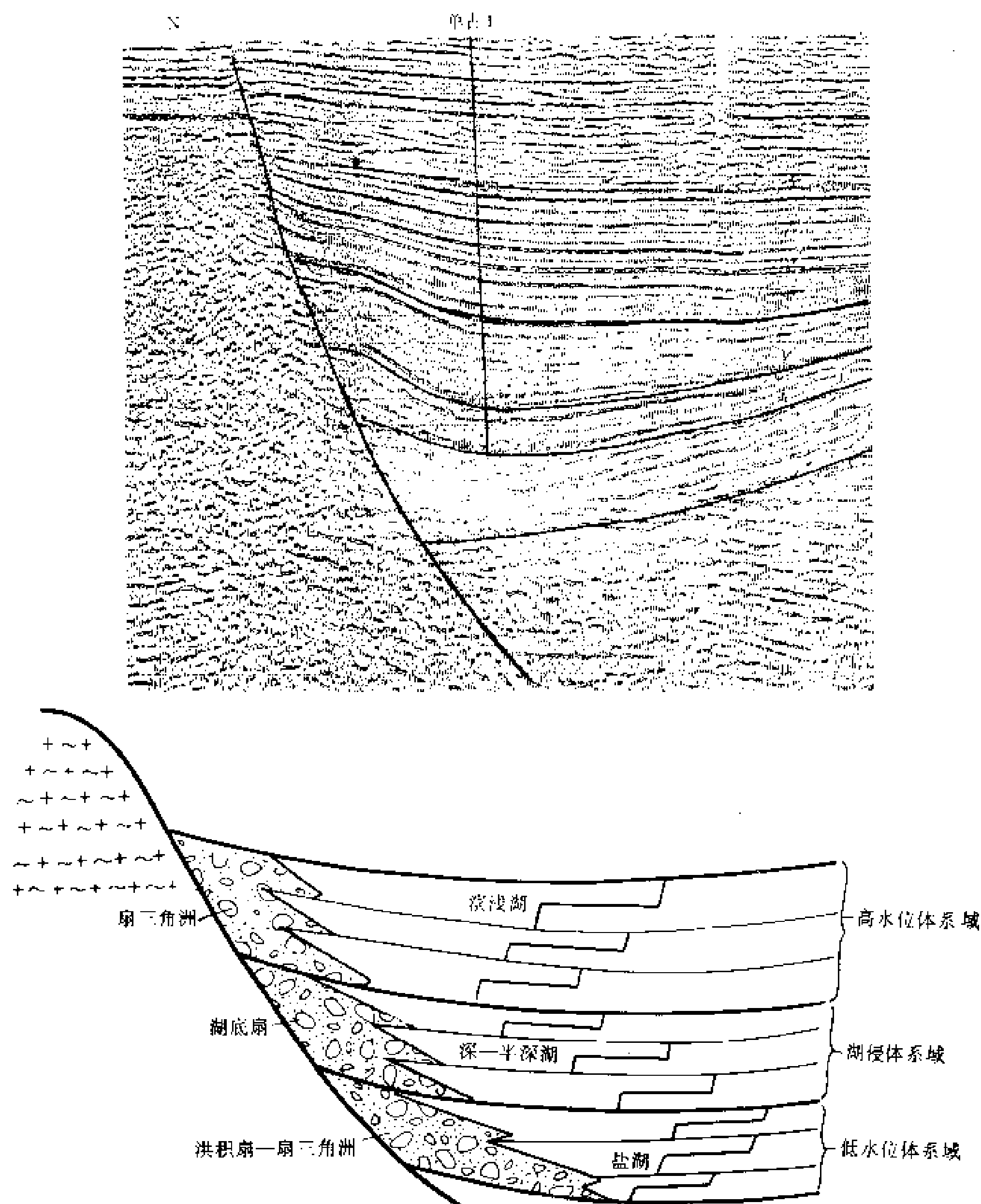


图7—27 构造坡折模式，上为单家寺地区南北向地震剖面，下为层序地层解释

5）低水位期主要为斜坡扇沉积，地震上多表现为空白、杂乱反射地震相；湖侵期主要为正常的深湖—半深湖、水下扇、盆底扇沉积，高水位期主要为斜坡扇等沉积。

6）断层活动表现为低水位期和湖侵期的强度大，断距达3，000～5，000m，如胜一坨一永大断层。

7）此种模式类型主要分布于湖盆的边界断层附近，在湖盆发育早期的陡坡带较为典型。如东营凹陷的北带、沾化凹陷义东、埕东断层带上发育的第Ⅰ层序。

（2）沉积坡折型：沉积坡折指的是由于沉积物的快速充填，湖盆的深水域逐渐退缩，深水与浅水带之间形成具明显坡折的沉积古地形，后期在此基础发育的沉积层序。它们在发育过程中受构造控制较小，主要受沉积物供给、气候等因素影响。该种模式以东营凹陷王家岗一牛庄一梁家楼一带的第Ⅱ层序为典型（图7—28）。具有以下特征：

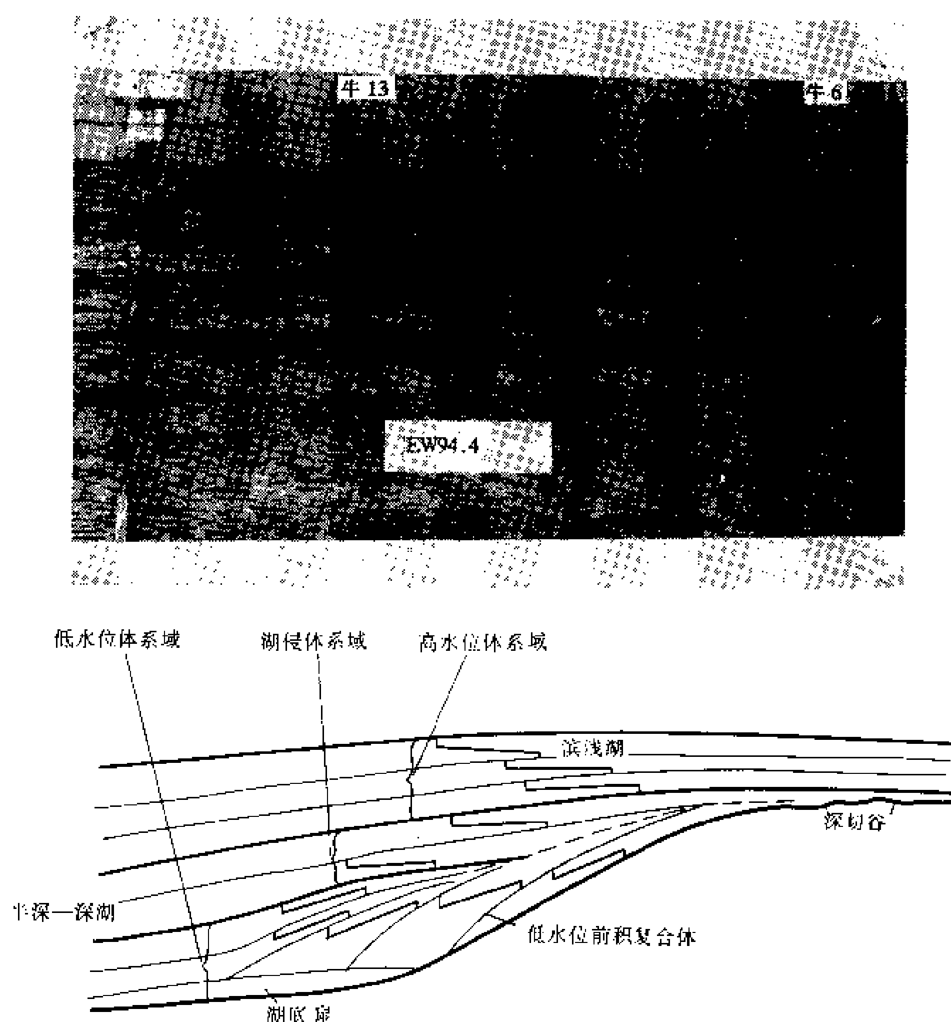


图7—28　沉积坡折模式的地震反射特征（上）和层序地层模式（下）

1）层序底界为不整合面或与之对应的整合面，一般在坡折以上为不整合面，坡折以下为整合面。

2）坡折面以上早期为河流、洪积相沉积，在湖侵和高水位期可能被淹没于水下，坡折面以下持续为深水一较深水相沉积。

3）坡折面上覆沉积可能见到局部的沉积间断，位于快速下降所形成的进积复合体之上，即进积复合体沉积与低水位稳定期和湖侵早期沉积之间。

4）沉积厚度与构造坡折型的相比要小得多，特别是低水位期、湖侵期。高水位期可能由于湖侵范围广、距离物源近等缘故，沉积厚度相对较厚。

5）低水位早期主要发育低水位进积复合体、斜坡扇、盆底扇以及深切谷沉积。低水位进积复合体主要形成于低水位早期湖平面快速下降的过程中。

2. 斜坡模式

斜坡沉积指的是沉积古地形在缓坡和陡坡区之间不存在突变的坡折，而坡度呈渐变或不变的斜坡面。在此斜坡面上水体的深度没有突然的变化。此处的斜坡同 Vail 等（1987）提出的斜坡有所不同，他们所提出的斜坡的坡度小，一般小于 1°，最常见的坡度小于 0. 5°；但湖盆斜坡的坡度一般均大于此角度，并且有的可达 10°左右。为此，我们按照坡度角的相对大小划分出两大类，即高角度斜坡和低角度斜坡。

（1）高角度斜坡模式：高角度斜坡指斜坡的坡度角较大，一般超过 1°，最大可达 10°左

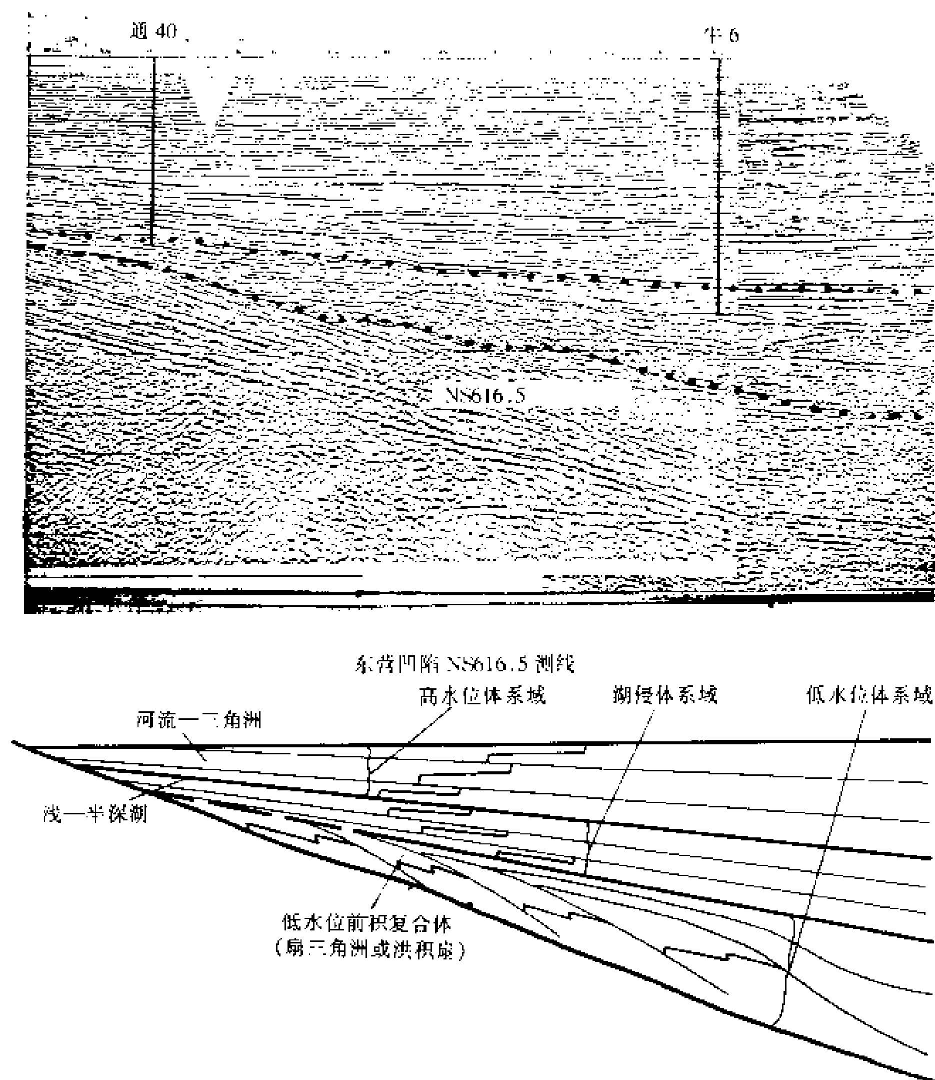


图 7—29 高角度斜坡模式的地震反射特征（上）和层序地层解释（下）

右。这种高角度斜坡古地形形成同湖盆的边界断层的活动有关。特别是对于湖盆发育的初期，随着湖盆的发展，边界断层的活动强度增大，斜坡的坡度逐渐由小变大；随着断层活动强度的降低、沉积物的供给，坡度逐渐变得稳定。此种模式，主要分布在东营凹陷南斜坡和沾化凹陷南斜坡的第Ⅰ层序沉积中，图 7—29 为东营凹陷南斜坡的第Ⅰ层序沉积。主要特征

有：

1）层序底界面为不整合或与之对应的整合面，若出现在湖盆发育的初期，不整合多为角度不整合，并且不整合规模较大。

2）低水位期沉积以河流、洪积扇和盐湖沉积为特征，厚度较大。

3）层序发育的后期，湖盆相对稳定，局部断层活动对湖盆内水体分布有明显影响。图7—30为沾化凹陷EW163.9地震剖面，高水位期沉积在地震反射内部可见到局部退覆现象，这主要是由于西侧义东断层的活动使湖水侧向迁移，局部发生湖退，随着断层活动强度的降低，湖水逐渐回返。这种局部的湖退现象不能作为层序边界，只能作为准层序或准层序组的边界。该种现象反映了构造活动（特别是断层活动）对湖平面变化的控制作用。

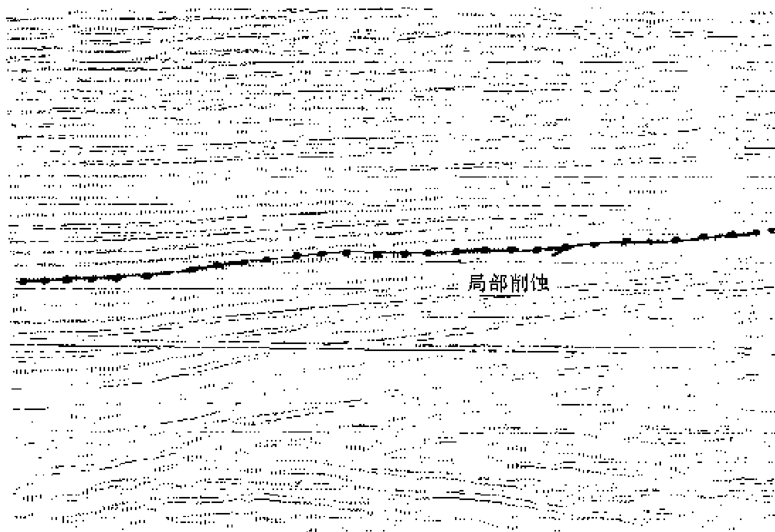


图7—30　沾化凹陷EW163.9地震剖面上的局部削蚀

4）沉积厚度总体来说较厚，因为此种模式中沉积区的构造活动较为强烈，并具有丰富的物源。

5）此种模式同构造坡折型模式常伴生，前者多分布在湖盆的缓坡，后者与之相对应分布于陡坡。

6）低水位期主要以洪积相、斜坡扇沉积为特征，湖侵期以斜坡扇、盆底扇沉积为主，高水位期以河流—三角洲相沉积为特征。

（2）低角度斜坡模式：低角度斜坡指的是斜坡的坡度角较小，一般小于1°，斜坡古地形的形成主要受控于沉积作用。在层序的发育过程中，构造因素影响较小，主要出现在湖盆发育的中后期。如东营凹陷的南斜坡、沾化凹陷东北部斜坡地区，均属于此种沉积模式。图7—31为义和庄凸起北部斜坡的南北向剖面，特征如下：

1）层序底界为不整合面或与之对应的整合面。

2）沉积厚度总体来说较薄，特别是低水位和湖侵体系域，一般仅为30～50m左右。高水位体系域沉积厚度仍较大。

3）低水位沉积期主要发育河流、滨浅湖沉积，洪积相沉积较不发育。湖侵和高水位沉积同高角度斜坡模式相似。

4）该种沉积模式多发育于湖盆中后期，常与具沉积坡折模式相伴生。

3．水中隆起模式

水中隆起是指分布于湖盆内部古地形相对凸出的部分，由于受构造运动影响，在沉积前或沉积作用过程中形成，因此又称之为同沉积背斜模式。济阳坳陷中这种水中隆起在每个次级凹陷均有分布，由于受分布位置、构造运动等因素的影响，其隆起程度（或规模）有所不同。在此按水中隆起在某个层序发育过程中是否露出水面，划分出了三种类型：出露型、未出露型、半出露型。

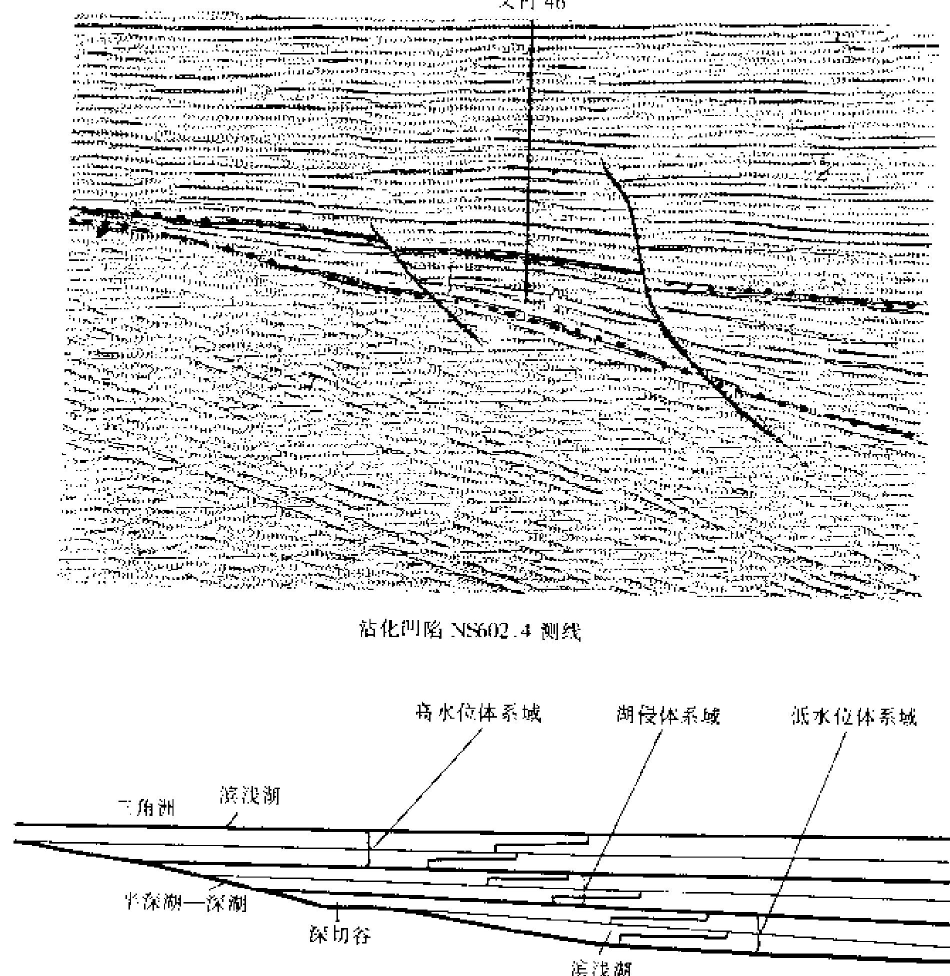


图 7—31 低角度斜坡模式的地震反射特征（上）和层序地层解释（下）

(1) 出露型：出露型水中隆起是指在层序发育过程中始终露出水面，但随着湖平面相对升降变化，隆起的规模或面积也随之发生变化。此种类型以沾化凹陷中部的孤岛凸起为典型，它为四条边界断层所控制形成的湖心岛，在层序Ⅰ、层序Ⅱ发育过程中均未淹没于水中，因而在层序发育过程中基本为物源区，向周围提供物源，其沉积模式与构造坡折型相似，见图 7—32。

(2) 半出露型：半出露型水中隆起的形成是在层序发育早期露出水面，而在层序发育的中后期因湖水水域扩大、水体加深，水中隆起逐渐淹没于水中，在其上形成较薄的盖层沉积。此种类型以沾化凹陷东部的五号桩披覆背斜上第Ⅱ层序沉积为典型（图 7—33）。主要特征有：

1）低水位期和湖侵早期，边界断层活动较强，该背斜露出水面，作为物源区提供物源。但地形高差小，同构造坡折型相比，物源量有限。

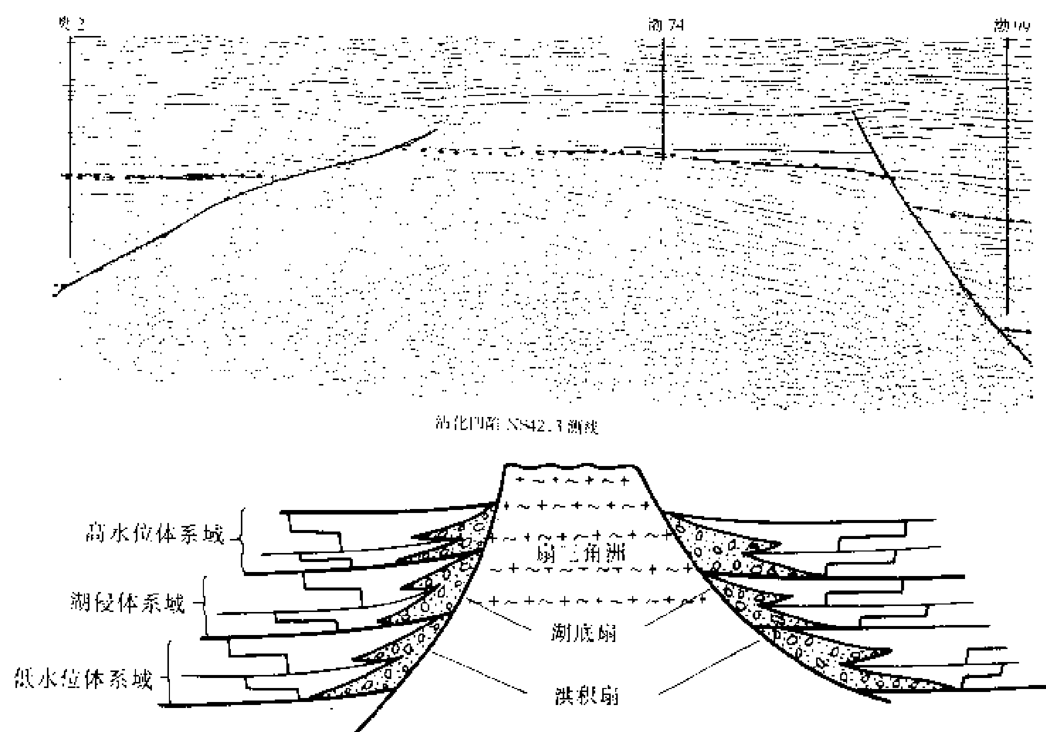


图 7—32 出露型隆起模式的地震反射特征（上）和层序地层解释（下）

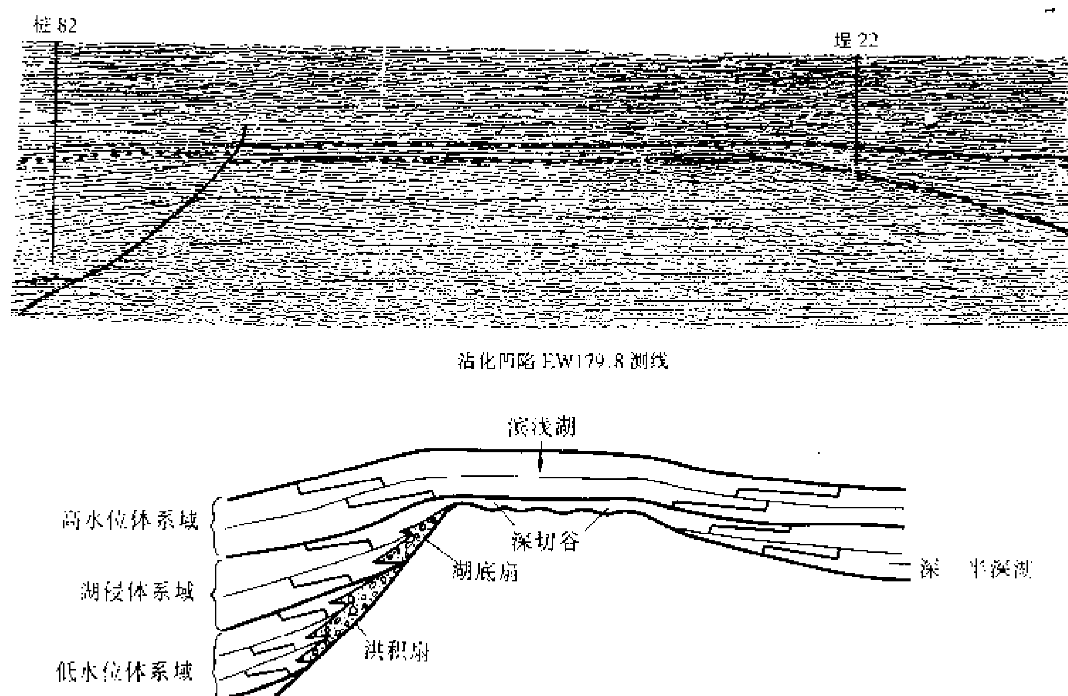


图 7—33 半出露型隆起模式的地震反射特征（上）和层序地层解释（下）

2）湖侵晚期，由于构造活动强度降低，湖水淹没隆起，隆起上接受非常薄的湖侵晚期沉积。

3）此型水中隆起，低水位期近于无沉积，局部残余有河谷充填沉积；湖侵期主要为薄的浅水相沉积；高水位沿积厚度较大，主要为半深湖沉积到后期的河流—三角洲沉积。

4）地层展布主要表现为湖侵期沉积地层超覆于其上，以致后期完全覆盖形成披盖沉积。

（3）未出露型：未出露型水中隆起是指在整个层序的发育过程中，始终淹没于水下。东营凹陷的中央隆起带层序Ⅰ较为典型。该隆起带发育于沙四晚期，沙三中期隆起，雏形基本形成，形成后一直淹没于水下，直到沙二段初期局部地区才露出水面，如营3井附近。因此该地区在第Ⅰ层序发育早期（低水位和湖侵体系域早期）属于下旱洼陷型模式（见第四种模式类型），晚期（湖侵体系域晚期、高水位体系域期）属于未出露隆起型模式，第Ⅱ层序属于真正的未出露型模式（图7—34）。总体特征如下：

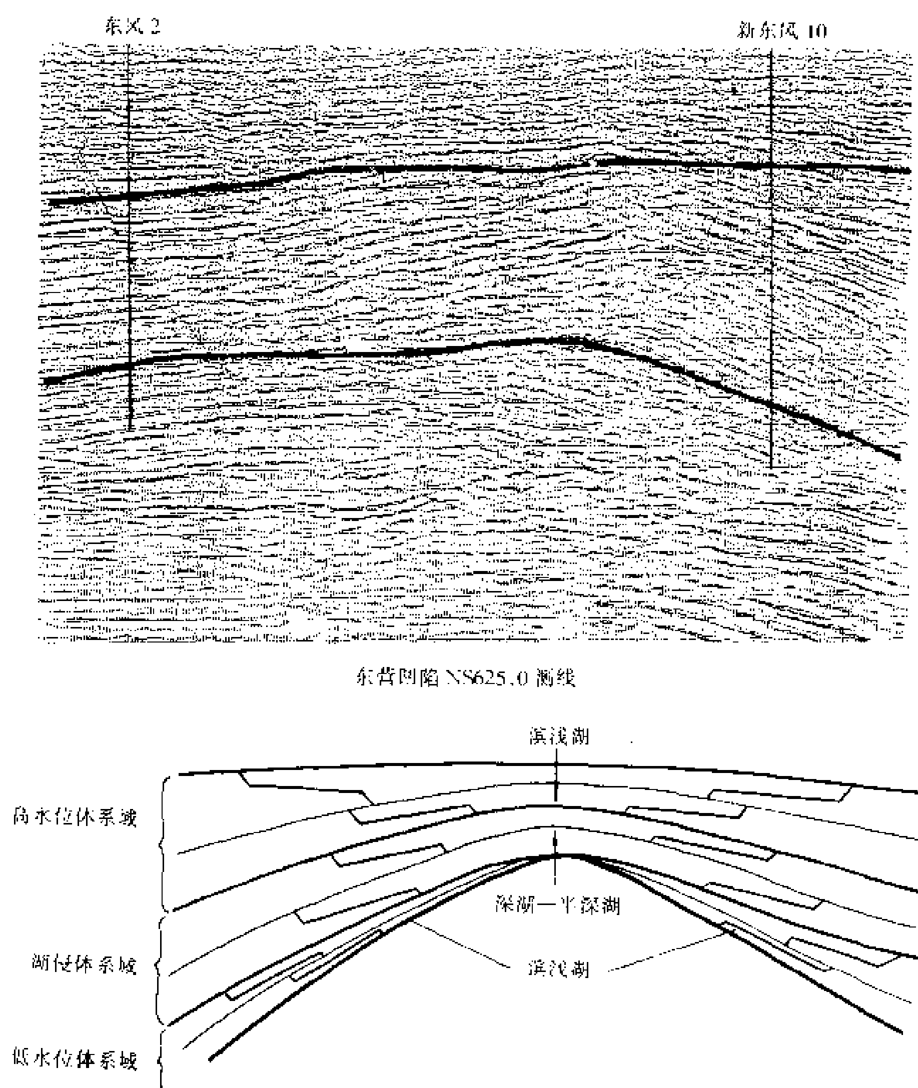


图7—34　未出露型隆起模式的地震反射特征（上）和层序地层解释（下）

①低水位期主要发育浅水沉积，沉积厚度较小。

②湖侵晚期和高水位早期主要发育深水、盆底扇、重力流水道沉积，其中以重力流水道沉积为特征。由于在隆起的形成过程中，伴随形成了一系列的同生断层，重力流水道沉积发育在同生断层所形成的断槽中。

③高水位体系域晚期主要发育浅水、河流—三角洲相沉积。

④地层展布在层序发育的过程中无明显的变化，后期沉积覆盖在早期沉积之上。

⑤层序底界面多为整合面，很少或没有不整合。

4. 洼陷模式

洼陷模式是指位于凹陷内部的深水域区发育的一种层序地层模式，一般位于湖盆的沉积中心。但由于气候的差异性，层序内部沉积特征有所不同。由此可把济阳坳陷东部地区沉积划分为两种类型的洼陷模式：

（1）干旱气候型　干旱气候型是指在层序发育早期（低水位期）较为干旱气候条件下发育的层序类型。以东营凹陷的中部地区第Ⅰ层序为典型（图7—35）。主要特征如下：

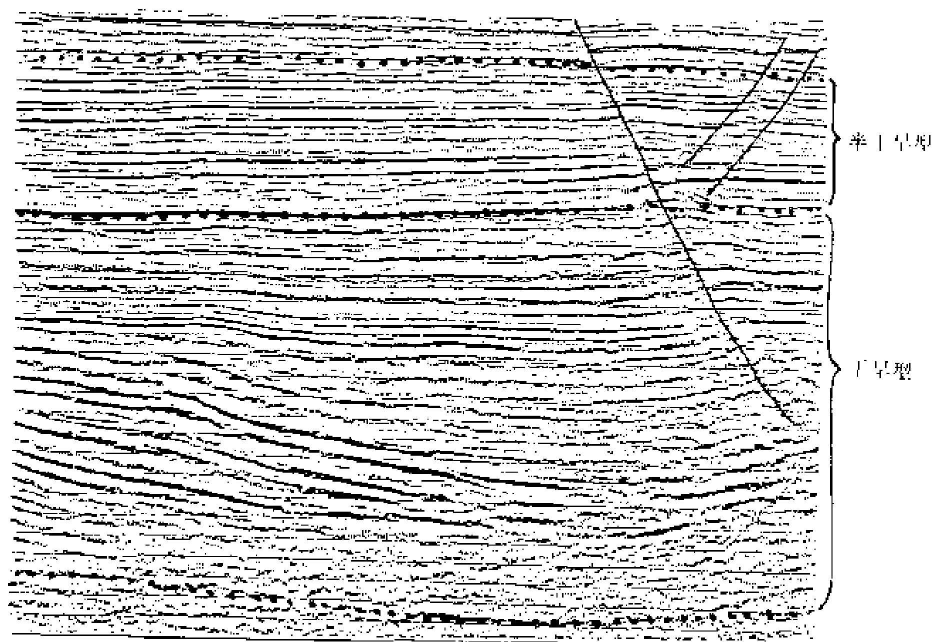


图7—35　东营凹陷NS602. 4地震剖面，示两种类型的洼陷模式

1）层序底界面多为不整合面，整合面较少甚至没有。

2）低水位以膏盐、红层沉积为特征。

3）湖侵、高水位期主要为深湖—半深湖沉积，晚期可出现少量滨浅湖沉积。

4）此种类型主要发育在济阳坳陷断陷湖盆发育早期。

（2）半干旱型　湖盆发育的晚期，即在第Ⅰ层序沉积晚期，气候由潮湿变为半干旱型，加上构造等因素影响，湖平面快速下降，但局部仍然残余有深水域，在此基础上发育而成的层序类型，称之为半干旱洼陷型，以东营凹陷梁家楼地区第Ⅱ层序为典型（图7—35）。特征是：

1）洼陷属于继承性的，因此低水位期以深水—半深水沉积为主。

2）层序底界面为整合面，即上下层序之间无沉积间断。

3）湖侵期虽然湖盆的水域增大，水体增加，但对其影响不大，甚至无影响。地层的展布也无明显变化。

4）该种类型主要出现在湖盆发育的后期，因此随湖盆的充填，高水位期水体逐渐变浅，由深水沉积逐渐过渡为浅水的河流—三角洲沉积。

二、模式类型展布和演化特征

济阳坳陷东部地区沙河街组所划出的两个层序中，由于其发育背景（包括构造背景、古地形背景、气候背景、沉积物输入）差异性，从而决定着它们具有不同的模式类型组合，并且所对应的各种体系域也具有不同的沉积体系组合（或沉积模式）。

1．第Ⅰ层序

第Ⅰ层序发育期，湖盆内部断陷活动强烈，总体以与构造作用有关的模式为主（图7—36）。湖盆陡坡带主要为构造坡折型，斜坡带（沾化凹陷的罗家—垦西一带、东营凹陷的南

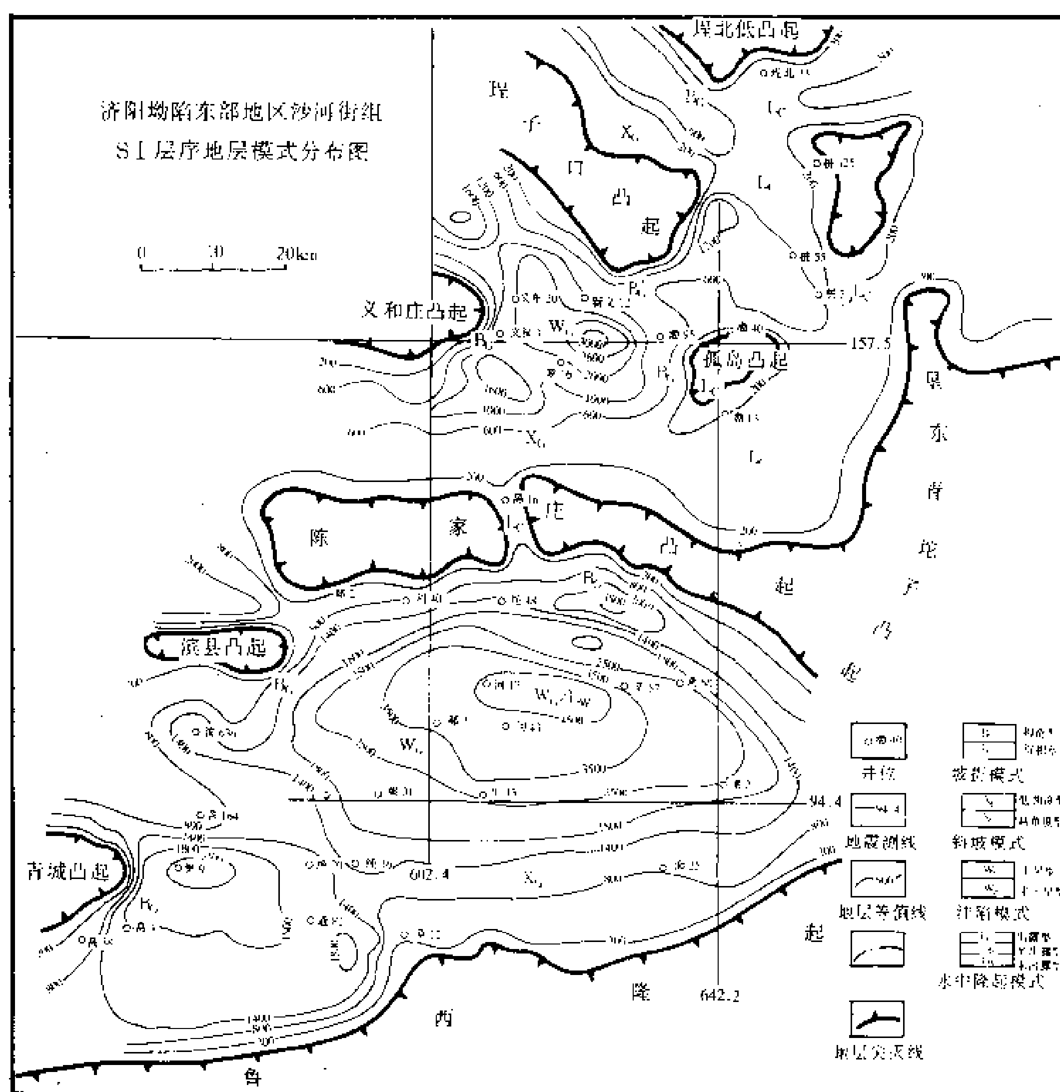


图7—36 第一层序的层序地层模式分布图

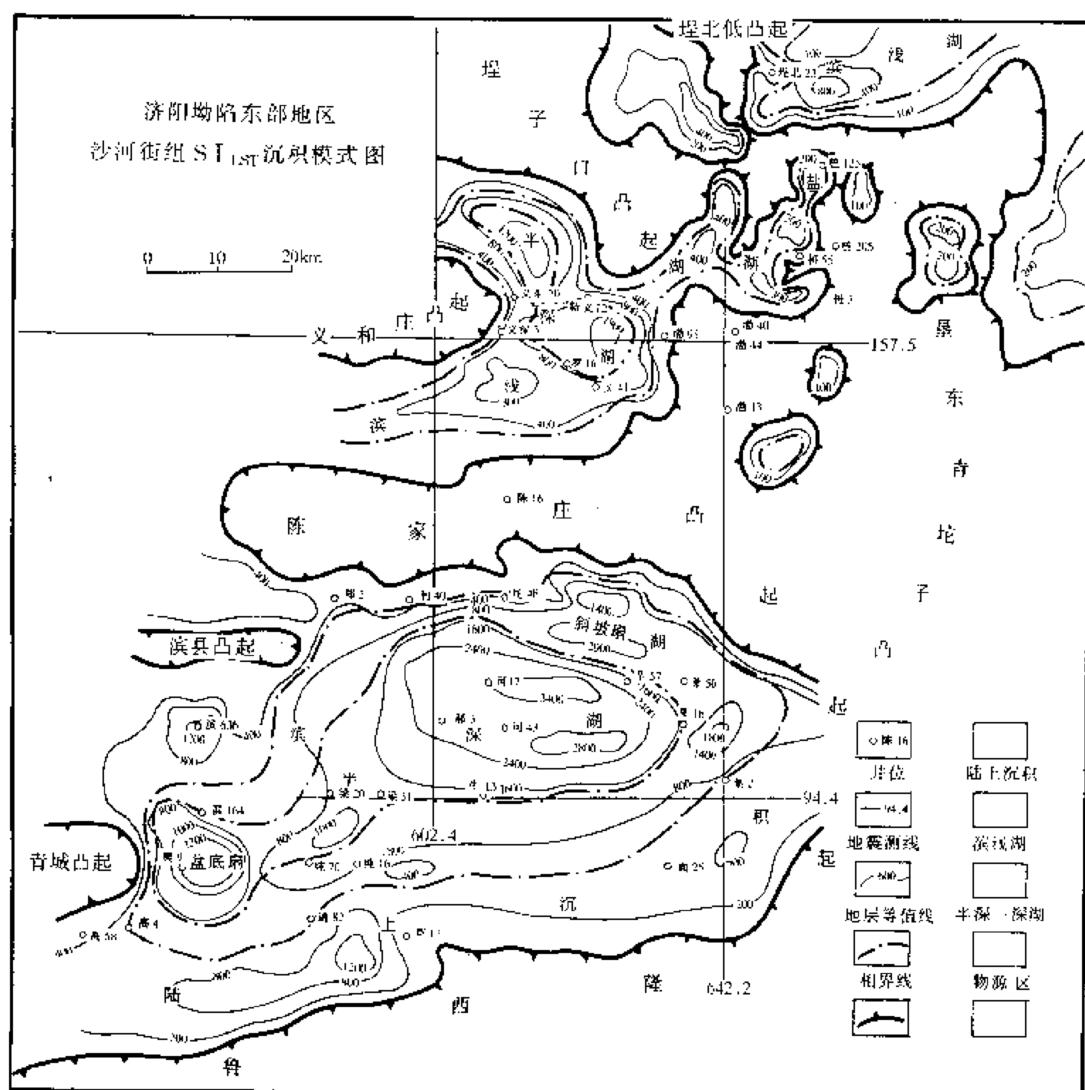


图7—37 第Ⅰ层序低水位体系域沉积模式图

斜坡东部）为高角度斜坡型，渤南、民丰—利津—梁家楼—博兴一带为干旱洼陷型，富林—孤南—孤东—老河口等地区为半出露隆起型，五号桩披覆构造、孤岛凸起为出露隆起型。由上可以看出该期沉积以构造坡折型、高角度斜坡型、干旱洼陷型、水中隆起型为典型，总体反映了构造活动强烈、早期气候干旱等特征。该层序中各体系域沉积模式如下所述：

（1）低水位体系域：图7—37为SⅠ$_{LST}$的沉积模式图，由其可以看出：

1）构造坡折型分布区——凹陷陡坡带，主要为斜坡扇沉积。

2）干旱洼陷型分布区——渤南、民丰—梁家楼—博兴一带以较深湖、盐湖、盆底扇沉积为主。

3）高角度斜坡型分布区——东营南斜坡东部，罗家—垦西地区等以河流—洪积扇沉积为特征。

4）富林、孤西、孤东、老河口等大部分地区此时仍然属于剥蚀区。

（2）湖侵体系域　随着湖侵的发展，湖盆中水域增大，水体增深，以前的滨浅水沉积变为水深—半深水沉积，陆上沉积区逐步变为滨浅水沉积，其平面沉积模式如图7—38所示。

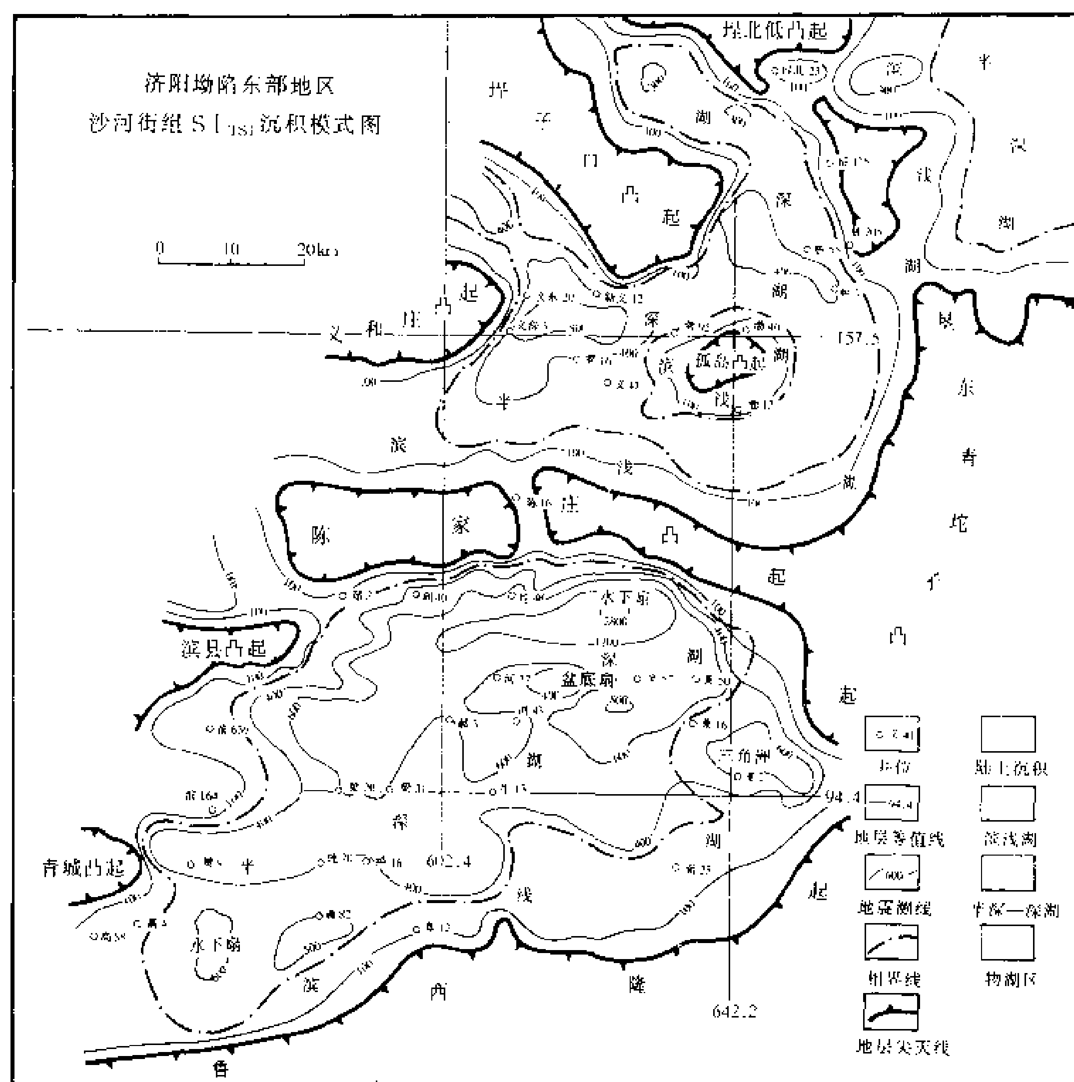


图7—38　第Ⅰ层序湖侵体系域沉积模式图

胜坨—永安镇、高青、埕东、孤东、义东等陡坡地带相变为水下扇沉积，王家岗—草桥、罗家—垦西等地区发育了滨浅水、三角洲、扇三角洲沉积，渤南、民丰—梁家楼—博兴发育深湖—半深湖、盆底扇沉积；富林—孤南、孤西、老河口等地区逐渐被水淹没，主要发育了滨浅湖、扇三角洲沉积，局部地区为较深湖沉积；孤岛凸起、五号桩披覆构造仍出露水面。但凸起有了退缩的趋势，在其周围发育了滨浅水、扇三角洲沉积。

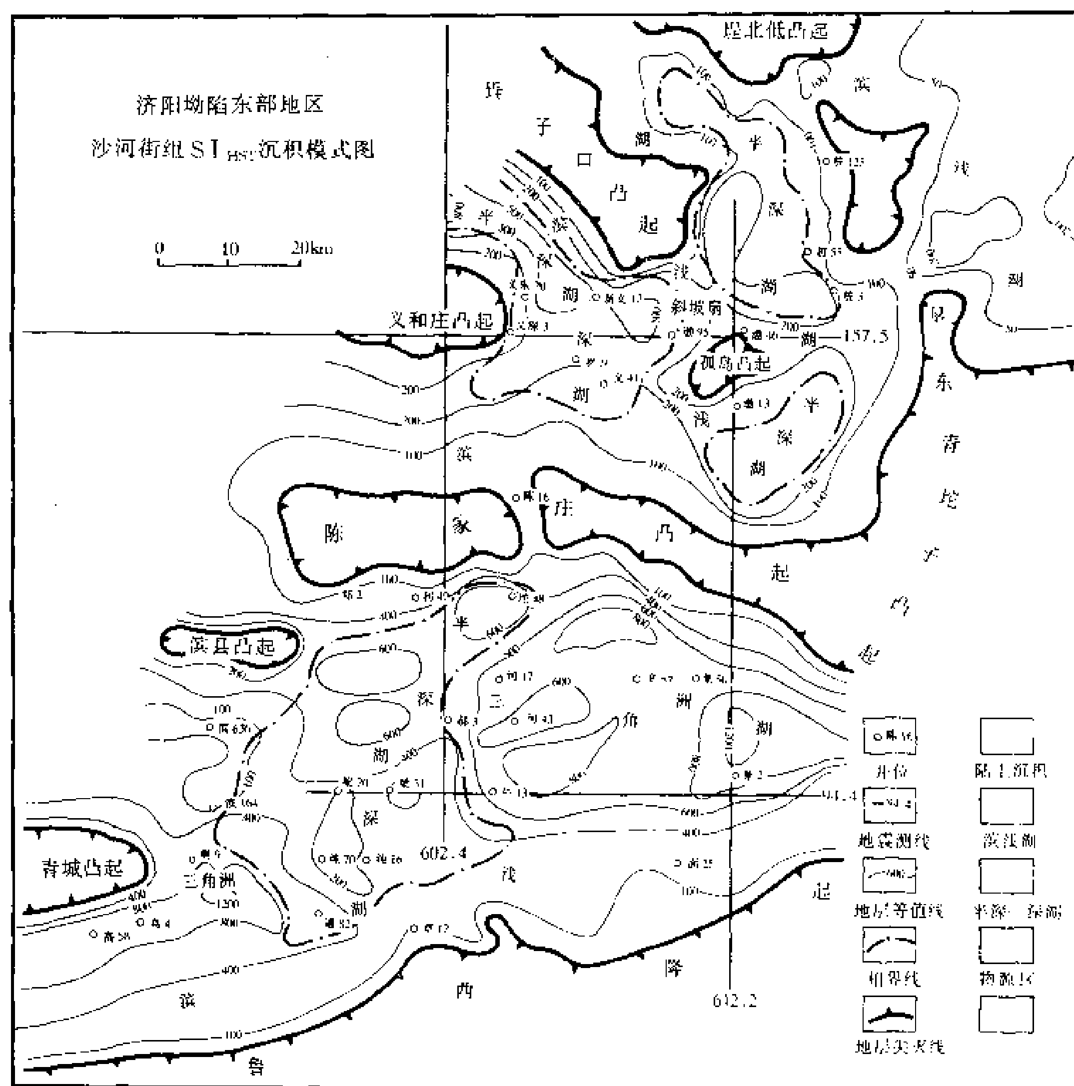


图 7—39 第Ⅰ层序高水位体系域沉积模式图

(3) 高水位体系域 高水位体系域早期继承了湖侵后期的"水域广、水体深"的特征，随着沉积物的注入，构造活动强度降低，后期以浅水沉积为特征。图 7—39 为该期的沉积模式图。由其可以看出：①东营凹陷在该时期后期以东西向为主要物源方向，在牛庄、高青等地区发育了高建设性三角洲沉积，仅梁家楼地区残留深湖—半深湖、盆底扇沉积；②沾化凹陷总体属继承性发展，发育了深湖—半深湖、扇三角洲沉积，富林地区后期以三角洲沉积为特征。

2. 第Ⅱ层序

湖盆后期为稳定发展阶段，构造活动强度降低，但局部仍存在稳中有降的格局，因而此层序中发育的模式类型较第Ⅰ层序复杂，主要发育有断层活动带的构造坡折型、斜坡带的低角度斜坡型、洼陷带的半干旱洼陷型、低隆起部位的半出露隆起型以及由三角洲快速推进作

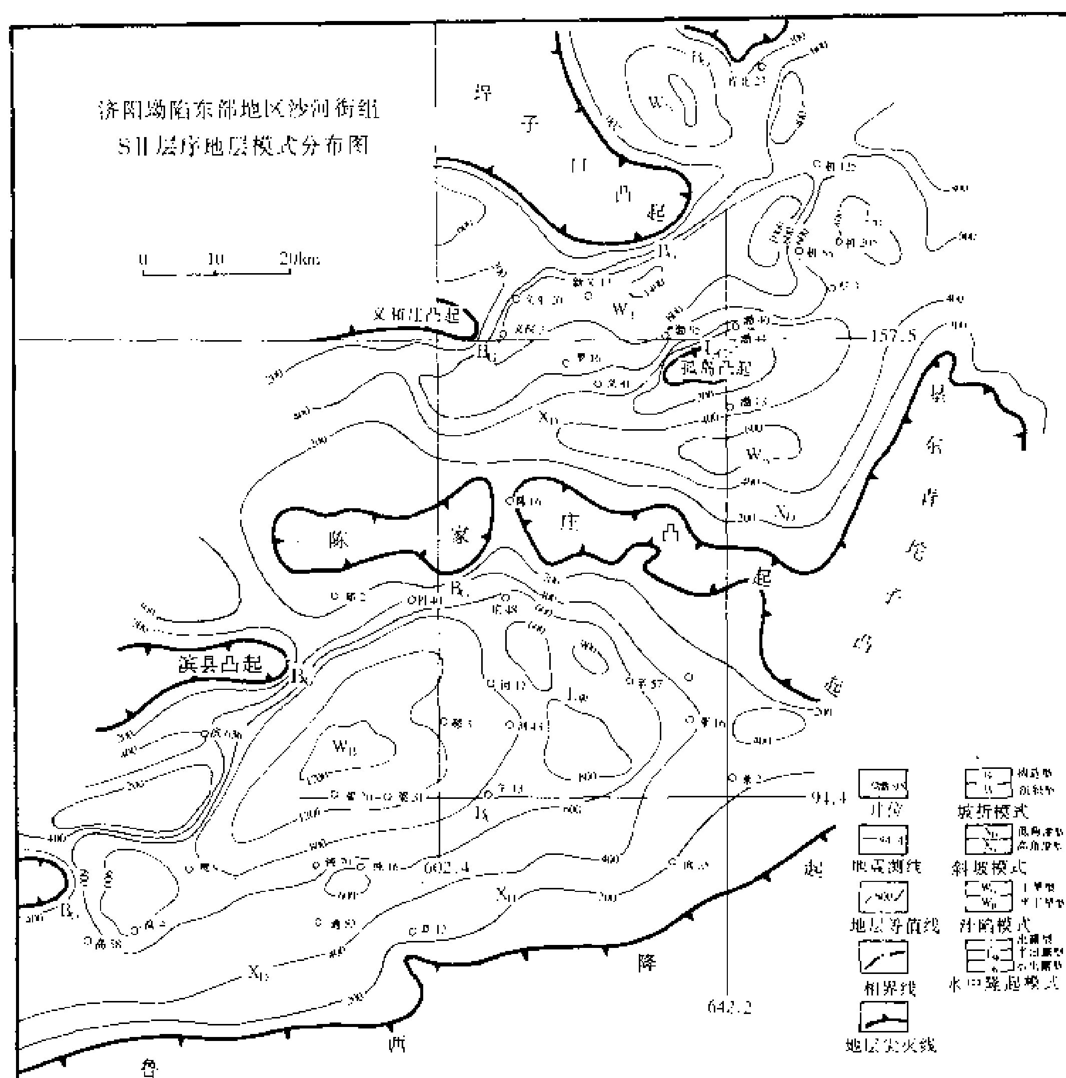


图 7—40 第Ⅱ层序层序地层模式分布图

用所形成的沉积坡折型，其平面展布如图 7—40 所示。

（1）低水位体系域 第Ⅰ层序高水位期由于沉积物大量注入，构造活动强度降低，湖盆的可容空间减小，从而导致在此基础上发育的第Ⅱ层序低水位沉积以"水域小、水体浅、盆底缓"等为沉积背景，主要发育滨浅湖、斜坡扇、洪积扇沉积，局部为深湖—半深湖、盆底扇沉积，但该时期的洪积扇同第Ⅰ层序的低水位期洪积扇相比，规模、厚度均要小，该时期沉积体系的平面展布如图 7—41 所示。由图 7—41 可以看出：①湖盆的陡坡带（断层活动带）主要发育斜坡扇沉积；②斜坡带（罗家—垦西、王家岗—草桥）主要发育河流—洪积扇以及滨浅湖、斜坡扇沉积；③渤南、梁家楼等地区为深湖—半深湖、盆底扇沉积。

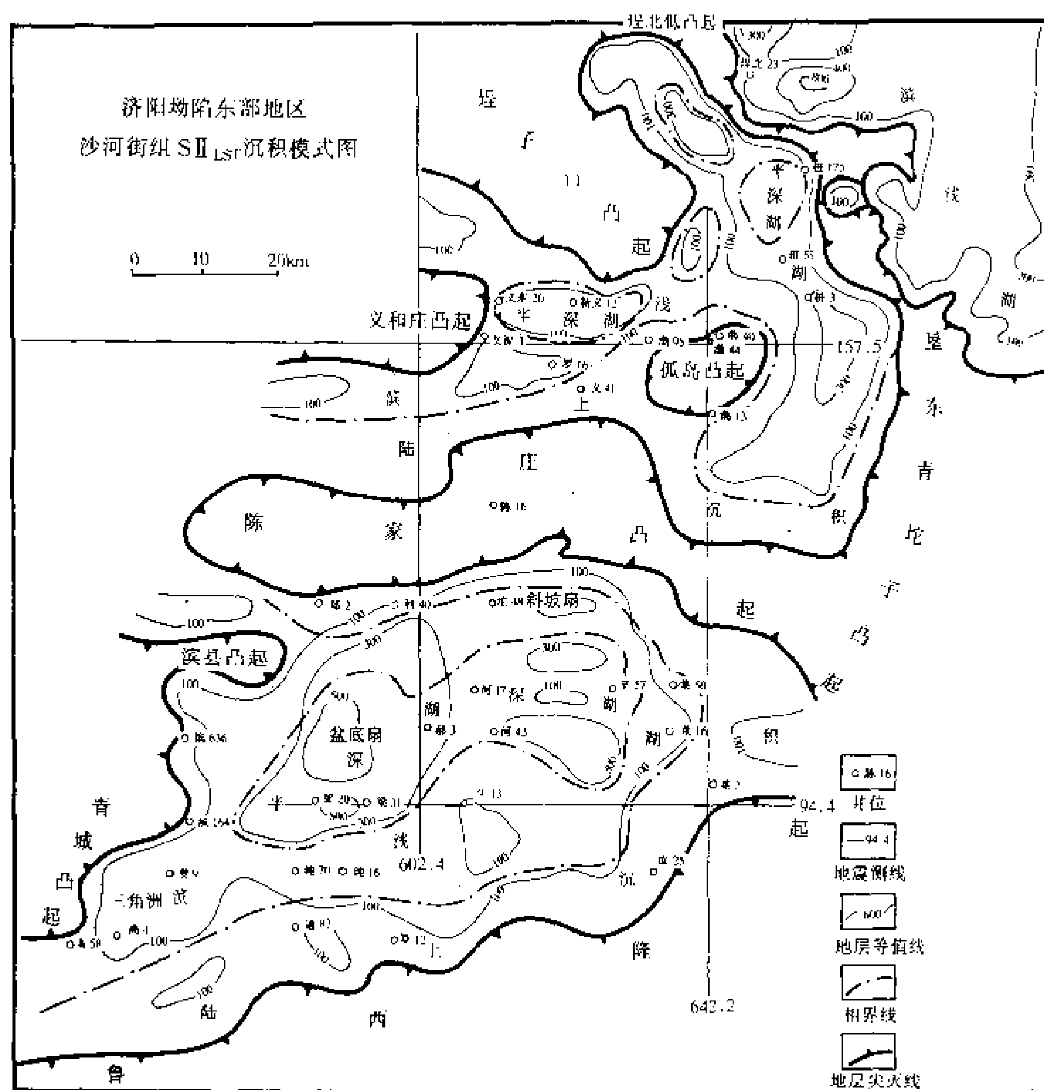


图 7—41 第Ⅱ层序低水位体系域沉积模式图

(2) 湖侵体系域 该时期水域更广，但水深比第Ⅰ层序湖侵期要浅。湖盆的沉积背景表现为"平盆广水"，局部地区断陷活动仍然较强。湖盆的陡坡带逐渐由斜坡扇演化为水下扇沉积。深湖—半深湖沉积扩大，缓坡的洪积扇变为斜坡扇沉积。沾化凹陷其它紧邻凸起的地

区主要发育扇三角洲沉积，该时期的平面沉积模式见图 7—42。

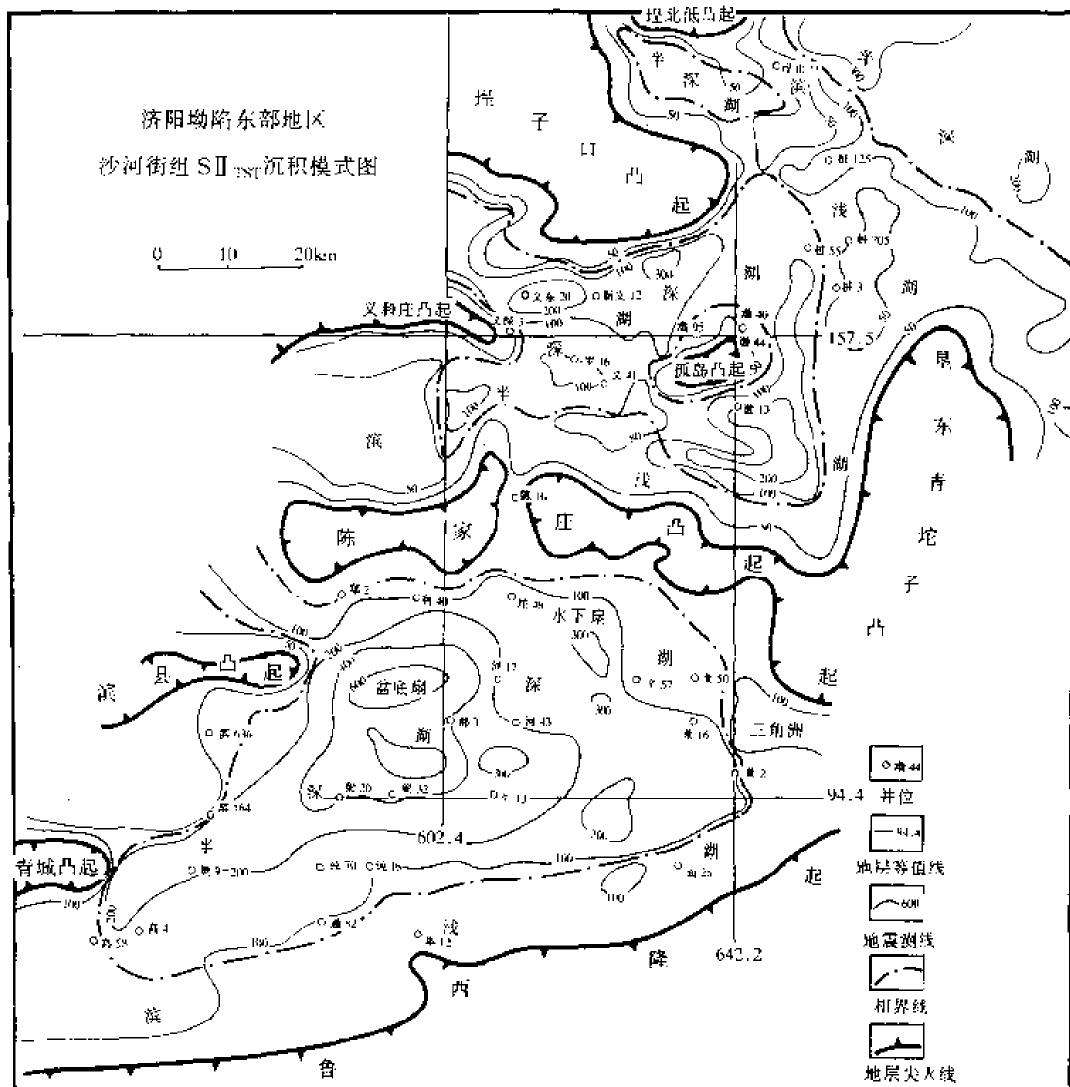


图 7—42　第Ⅱ层序湖侵体系域沉积模式图

(3) 高水位体系域　随着陆源物质大量注入，湖盆的可容空间逐渐减小，水体逐渐变浅。在胜坨—永安镇、义东、埕南等陡坡带，水下扇逐渐演化为斜坡扇沉积，东营南斜坡、罗家—垦西、孤东等地主要发育三角洲沉积，渤南、辛镇—利津—梁家楼一带仍为深湖—半深湖沉积，该时期的平面沉积模式见图 7—43。

通过对工区层序地层和沉积模式特征及其演化的研究可得出如下结论：

①从层序地层模式演化来看，高角度斜坡可向低角度斜坡演化，出露隆起型可向半出露隆起型演化，洼陷型的两种类型可由气候变化相互演化；此外洼陷型可由于沉积物注入和构造作用的影响，演化为斜坡型和沉积坡折型。构造坡折型一般为持续性发展。

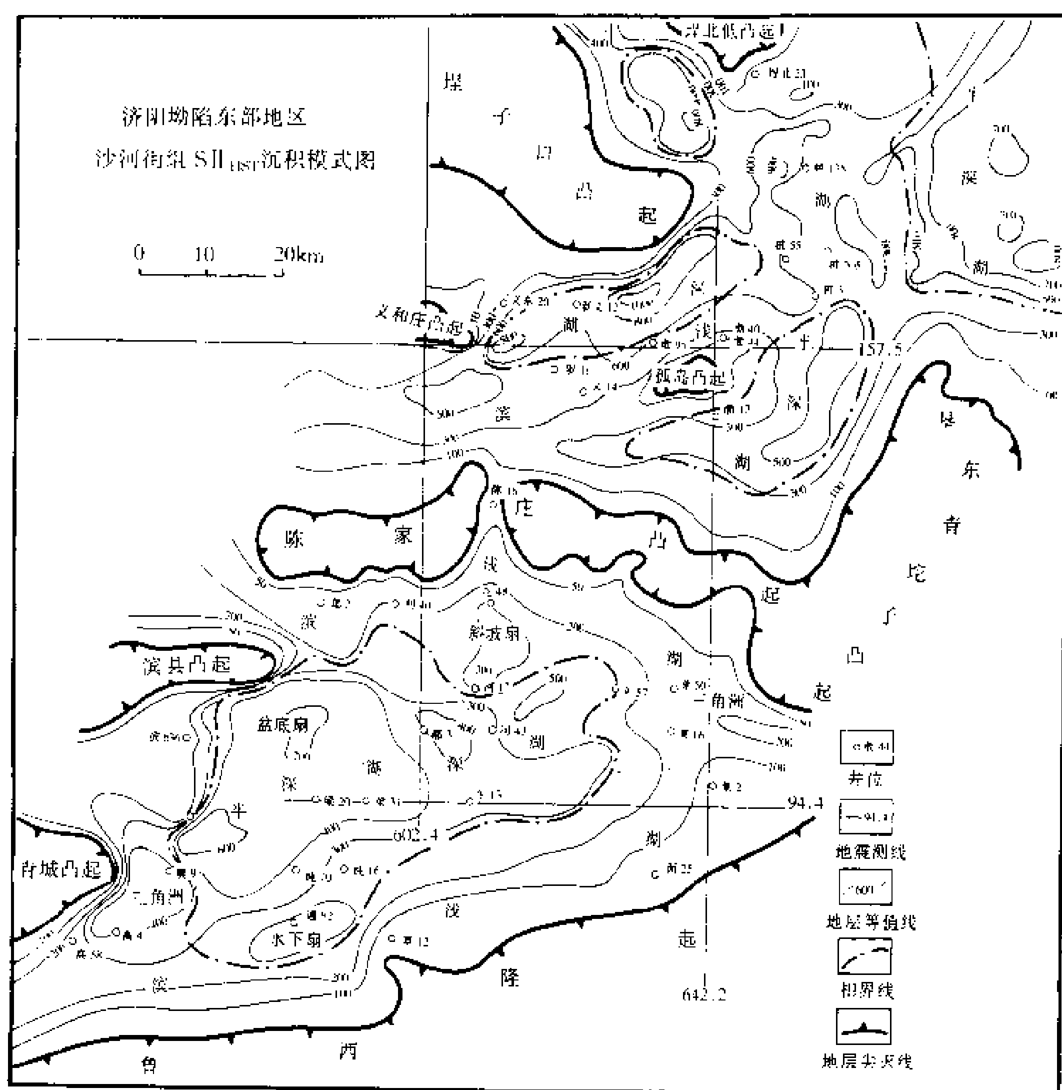


图7—43 第Ⅱ层序高水位体系域沉积模式图

②低水位期主要发育河流、洪积扇、盐湖、斜坡扇及少量的深湖—半深湖、盆底扇沉积。

③湖侵体系域主要发育水下扇、盆底扇、滩坝、深湖—半深湖沉积。

④高水位体系域主要发育高建设性三角洲、斜坡扇、盆底扇沉积。

第八章　东营凹陷高分辨率层序地层学研究

第一节　地 质 概 况

东营凹陷位于济阳坳陷的南部，北靠陈家庄凸起，东临垦东—青坨子凸起，南以鲁西隆起为界，西有青城凸起，面积约 5，700km²，是济阳坳陷勘探程度最高的凹陷（图 5—1）。凹陷内部可分为五个二级构造单元：①永安镇—胜坨—滨南陡坡带，②东辛—现河—纯梁中央隆起带，③民丰—利津洼陷带，④青南—牛庄—博兴洼陷带，⑤八面河—草桥—金家斜坡带。地层特征主体与济阳坳陷一致。

第二节　单井沉积相及层序地层学分析

单井沉积相及层序地层学分析是高分辨率层序地层学研究的基础，现选择几口有代表性的取心井分析于后。

一、面 14—7—5 井

该井位于东营凹陷南斜坡。取心井段为 1，114．3～1，266．7m，属沙四段湖侵体系域，自下而上分析如下（图 8—1）

1.1，266．7～1，241．0m（图 8—1a）

属滨浅湖沉积。

（1）沉积特征

1）颜色：泥岩呈浅灰、灰绿色，砂岩呈褐色、黄色。

2）成分：盆外碎屑为主，掺杂一定量的盆内颗粒。前者包括石英、长石、岩屑和云母等，后者包括鲕粒、砂屑、球粒和生物碎片等（图 8—2）。

3）结构：分选中等，粒度概率图呈二段、三段式，反映了牵引流的特征。

4）构造：有小型槽状交错层理、平行层理、斜波状层理、透镜状层理、压扁层理和对称波痕、不对称波痕及生物扰动（*Intortusichnus* 相）、垂直、U 型和倾斜潜穴（*Skolithos* 相）发育。

5）岩石类型有粉砂岩、细砂岩、泥岩、颗粒白云岩。

上述相标志都指示为滨浅湖滩坝和正常浅水沉积。

（2）准层序划分　准层序是以湖泛面或与之对应的面为界所夹持的沉积单元，而湖泛面是由湖平面短时快速上升所成，因此跨过此界面有水深突然增加的证据。本井段在 1242.5m、1，246．0m、1，250．8m、1，254．0m 处识别出了四个湖泛面，相对应划出了四个准层序　这四个准层序的共同特征是：

1）粒度下细上粗，自然电位以漏斗形为主，属 CU 序。

2）下部以 *Intortusichnus* 相为主，上部以 *Skolithos* 相为主，在准层序边界处消失。

3）每个准层序内水体下深上浅，在准层序顶部（一般为滩坝相）之上水深突然增加。

（3）准层序组　从每个准层序中单砂层的厚度、粒度变化趋势看，由下而上变薄、变

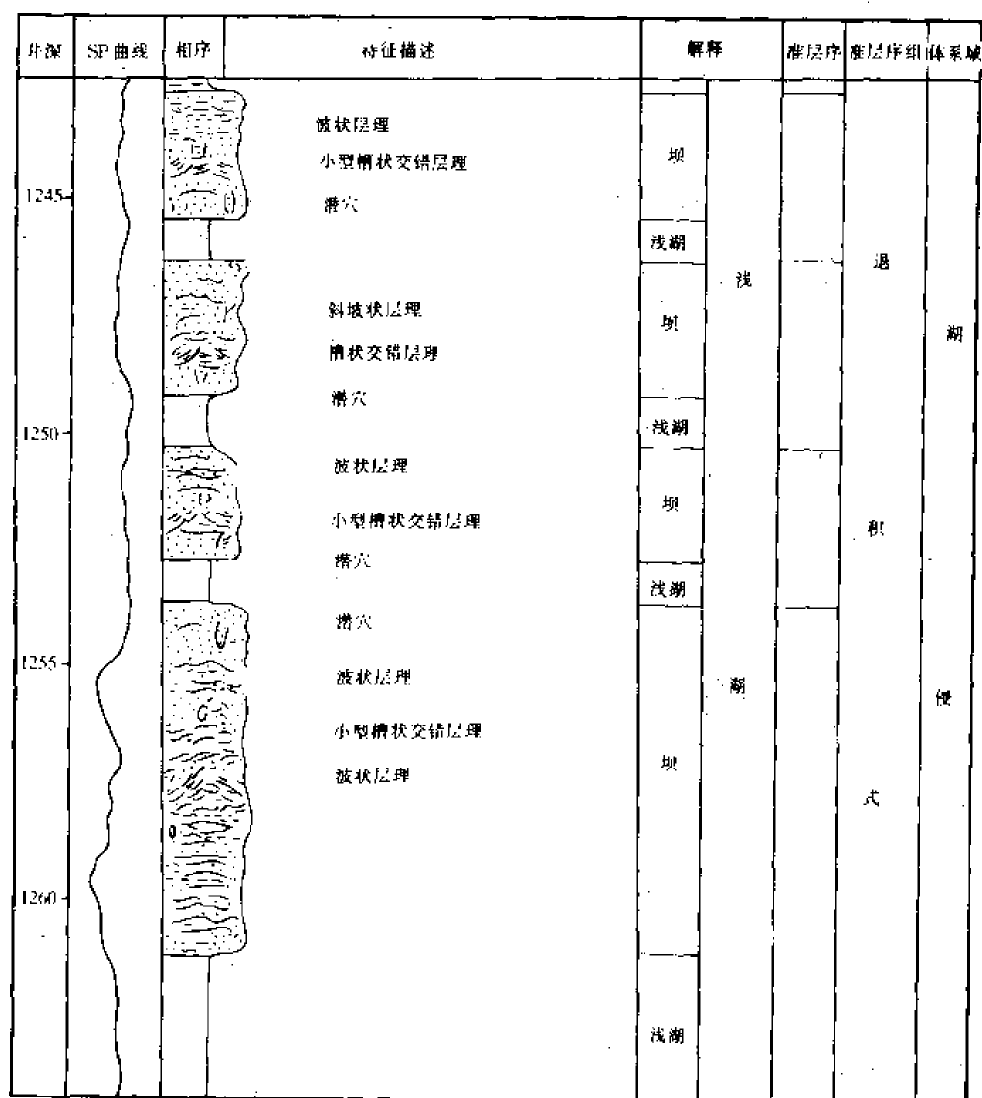


图8—1a 面14—7—5井层序地层分析图（井深单位为m，下同）

细，湖平面相对上升，相带略有向岸后退，故这四个准层序的迭加方式为退积式。

2.1，120.0～1，236.0m（图8—1b、8—1c）

属较深湖近源重力流沉积。相标志有：

1）岩性主要为灰色、深灰色、褐灰色泥岩、页岩夹含砾粗砂岩、粉细砂岩等；

2）普见块状层理、递变层理、撕裂屑、鲍马序列。

3）粒度概率曲线呈单段式或平缓两段式（图8—3）。

4）深水介形虫化石丰富，泥、页岩中含碳化植物屑并沿层面分布，但无优选方位。见深水牧食迹遗迹化石。

根据粒度和砂泥比等标志可以看出该井1，214.0～1，236.0m段属近源浊积岩，1，119.0～1，141.0m为远源浊积岩。自下而上湖平面相对上升，为退积式准层序组。

3.体系域分析

该井段自下而上由两个退积式准层序组构成，特别是上部的准层序组与下部的相比湖岸线明显后退，故定为湖侵体系域。

二、面12—10—5井

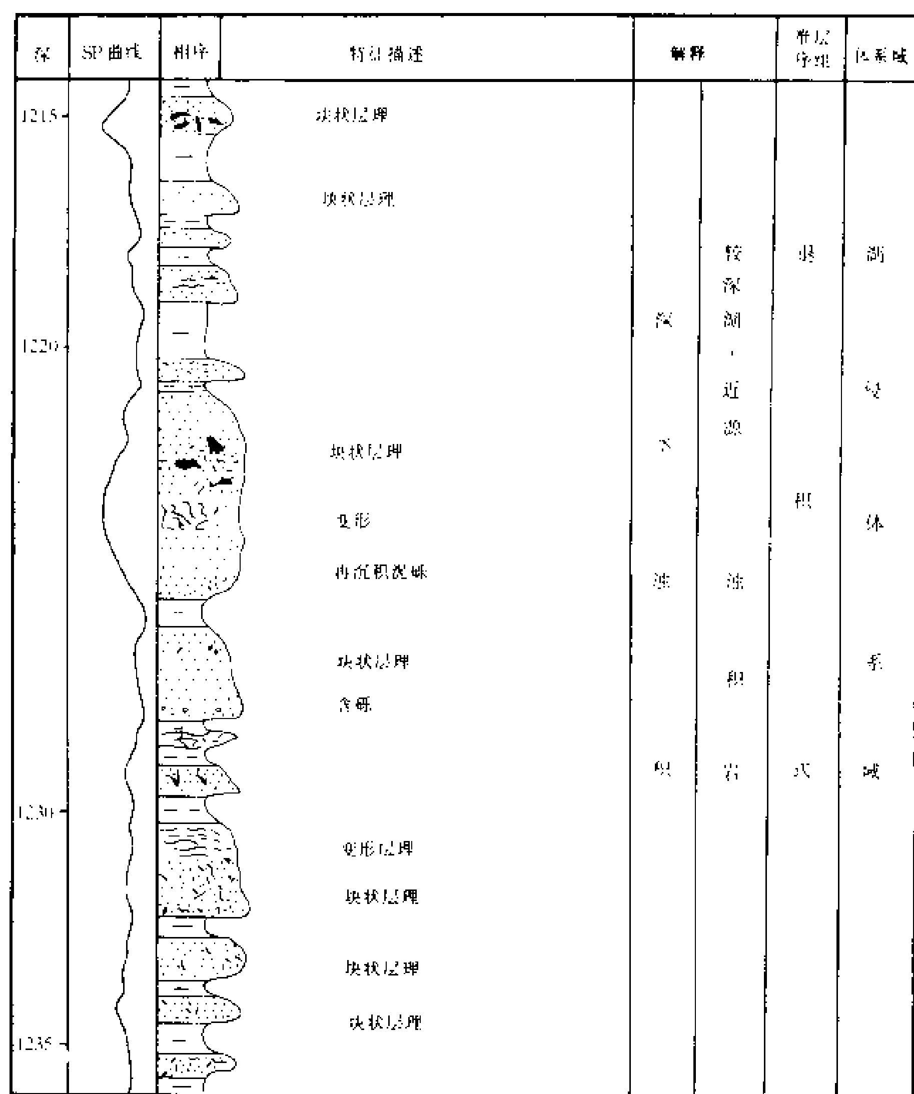


图 8—1b　面 14—7—5 井层序地层分析图

该井与面 14—7—5 井特征十分相似，故不多述。

三、辛 24—16 井

辛 24—16 井主要以三角洲与湖底扇的沉积相叠加而成（图 8—4）。

1. 沉积特征

（1）岩石类型　辛 24—16 井取心井段岩性复杂，从大段的泥岩到粉砂、细砂、中砂、粗砂以及砾岩均有。砂岩的分选、磨圆较差，成分、结构成熟度较低。

（2）沉积构造　由单井相分析图上得出辛 24—16 井取心井段为三角洲加积和进积形成。有生物扰动、生物潜穴等各种生物成因的沉积构造，滑塌变形构造特别发育，有水平层理、单斜层理、波纹层理、交错层理等各种层理构造，生物介壳层多，介壳较完整，分布在暗色泥岩中，冲刷面常见。

（3）粒度结构　概率曲线（图 8—5）多为两段式，也有一段式，悬移质沉积和跳跃式沉积组分较发育。滚动组分较少，说明以牵引流为主，夹有重力流沉积。

2. 相分析

辛 24—16 井取心井段主要的沉积相为三角洲和湖底扇沉积。

井深	SP曲线	相序	特征描述	解释		准层序组	体系域
1120			Ta				
			Ta	深湖—远源浊积岩	深湖—远源浊积岩	退积式	湖侵
			Td				
			Tc				
1130			Ta				
			Tc				
			Ta				
			Tc				
1140							

图 8—1c　面 14—7—5 井层序地层分析图



图 8—2　面 14—7—5 井镜下标志，单偏光

（1）前三角洲亚相　以黑色、黑褐色的泥岩沉积为主，夹有少量薄层的呈正递变层理的粉砂岩。有生物扰动构造，炭屑普见。说明为极弱水动力条件下的缓慢连续沉积。位于前缘带前方，湖盆较深的地区。

（2）三角洲前缘亚相　多为河口坝、远砂坝、席状砂沉积的粉砂、细砂，也有河道间的

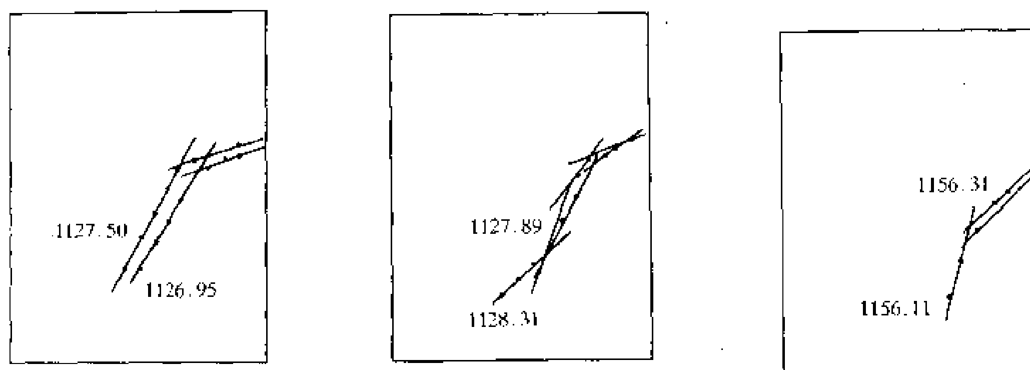


图 8—3　面 14—7—5 井粒度概率图，反映牵引流沉积（数字为样品井深）

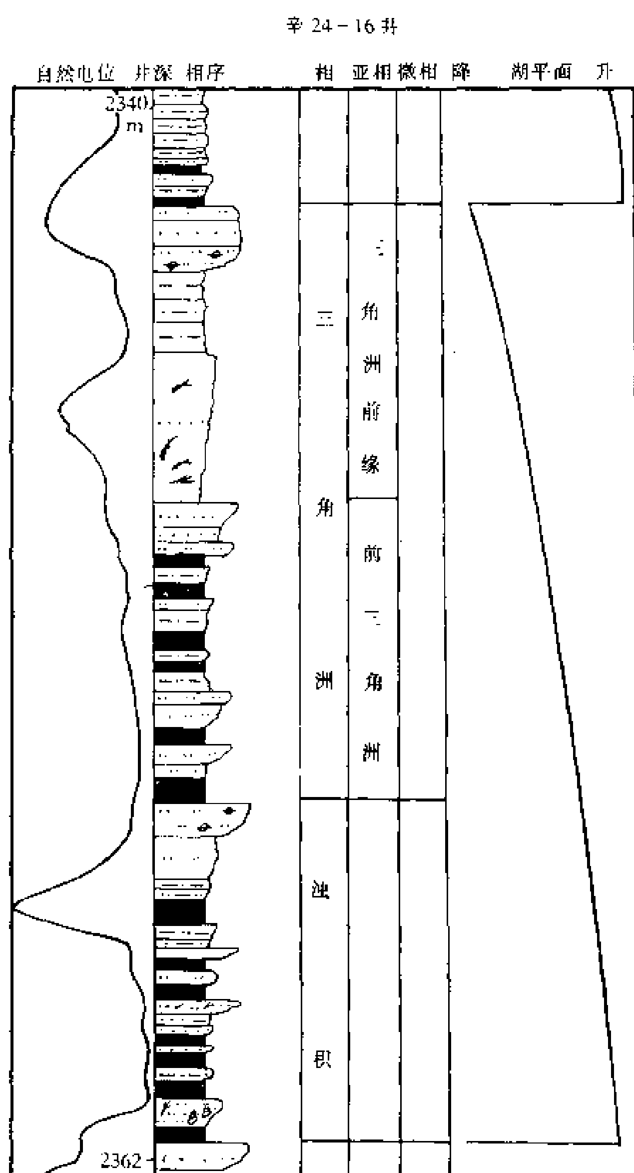


图 8—4　辛 24—16 井准层序特征

暗色泥岩沉积。有的粉砂岩中含有生物介壳，有生物扰动、生物潜穴、滑塌变形构造和泥岩撕裂屑。说明沉积时为水动力较强、物源充足的浅湖三角洲沉积。各微相特征如下：

1）河口坝砂体：是三角洲前缘亚相中的骨干砂体，由分流河道不断向前推进沉积而成。当水流进入湖盆后流速减慢，携带能量减小，沉积速率高，沉积受湖流和湖浪的作用，在分流出口附近沉积了厚度大、面积广的河口坝砂体。自下而上是反韵律组合。一般下部为粉砂岩，中部为粉—细砂岩，上部为细砂岩夹中砂岩；这类砂体层理发育，上部多见斜层理、平行层理，中下部为水平层理、波纹层理。与底部的前三角洲相泥岩呈过渡接触。

2）席状砂：这是三角洲前缘大部分沉积物进行分配的产物。席状砂的部位多在两个河口坝之间，是河口坝砂体被湖浪再分配的产物。岩性一般为粉砂岩，多呈不明显的反韵律，自然电位曲线形态以箱形为主。由于受湖浪簸扬作用的影响，颗粒分选好，砂体上部具交错纹层，中下部见波纹层理。

（3）三角洲平原亚相　为一套砂、泥岩组合，主要为灰白色砂岩与灰色、灰绿色泥岩，炭质泥页岩发育。据砂体的几何形态及岩性特征可划分出分流河道、河间洼地（间湾沉积）、沼泽沉积等。

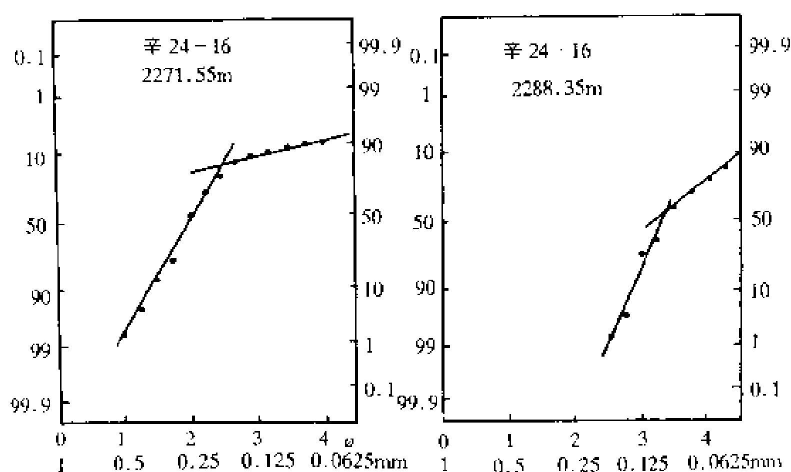


图 8—5　辛 24—16 井粒度概率曲线图，井深单位为 m

1）分流河道：多以单向水流为特征。河道迁移频繁，主要为砂岩、粉砂岩，砂层底部偶有砾石。单砂层多呈正韵律，砂岩中层理发育，可见槽状、楔状交错层理。在顶部粉砂岩中有波纹层理和爬升层理。

2）间湾、沼泽沉积：在分流河道间，溢出天然堤的细砂与泥质等间互成层沉积于分流河道间，形成间湾沉积。近岸部分有沼泽沉积。泥岩呈浅灰、绿夹黄、红等氧化杂色，可出现植物根、泥裂等暴露标志。

3）天然堤沉积：以粉砂和粉砂质泥为主，为洪泛期河水漫出岸淤积而成。

3. *层序地层学分析*

辛 24—16 井未钻穿沙三中段的鼓包泥岩，从地震剖面上定出 T_3、T_2，并标在求井图上：2，301m 以下为高水位体系域，2，170～2，301m 为低水位体系域，1，958～2，170m 为湖侵体系域。

（1）准层序划分　本井在高水位体系域含有 15 个准层序，低水位体系域分出了 9 个准层序。湖侵体系域划分出 15 个准层序。这些准层序的共同特点是：

1）粒度自下而上由细变粗。自然电位曲线以漏斗型为主，还有指形和箱形，以 CU 序为主。

2）每个准层序内水体下深上浅，在准层序顶部之上水深突然增加，形成湖泛面或准层序边界。

（2）准层序组　在高水位体系域中，按照单砂层的厚度、粒度变化趋势和砂泥岩比等将体系域分出四个准层序组：第一个准层序组不全，只看到顶部一个准层序，与之对比的井为加积式准层序组。第二个准层序组中，由下向上共有五个准层序，单砂层的厚度虽有变化，但砂、泥岩比基本不变，因此定为加积式准层序组。第三个准层序组含七个准层序，从砂、泥岩比基本保持不变来看，仍定为加积式准层序组。第四个准层序组顶部为 T_3 地震反射（层序边界），为风化剥蚀面，从仍残留的两个准层序来看，砂泥比向上增大，同时粒度也变粗，因此定为进积式准层序组。

低水位体系域包括三个准层序组：第一个准层序组从下向上有三个准层序，从单砂层厚度、砂泥比及粒度大小来看，都有基本不变的趋势，所以这三个准层序的叠加方式定为加积式。第二个准层序组自下向上有三个准层序，单砂层厚度、砂、泥岩比及粒度都有增加的趋

势，湖平面相对下降，相带向湖推进，属进积式。第三个准层序组自下而上有三个准层序，单砂层厚度、粒度变化趋势及砂、泥岩比自下而上都有变薄、变细、变小，湖平面相对上升，相带向岸后退，故这三个准层序定为退积式。

湖侵体系域中共划分出三个准层序组。第一个准层序组含四个准层序，由下而上砂层变薄、粒度变细、砂泥比值变小，湖平面相对上升，相带向岸后退，所以这四个准层序定为退积式。第二个准层序组具四个准层序，第三个准层序组具七个准层序。根据单砂层厚度、粒度变化趋势及砂、泥岩比自下而上变薄、变细、变小，反映湖平面相对上升，相带向岸后退，所以这两个准层序组的叠加方式定为退积式。

四、辛111—6井

辛111—6井取心井段（1，995～2，143m，沙三上）属于三角洲与风暴浊积相沉积，见图8—6。

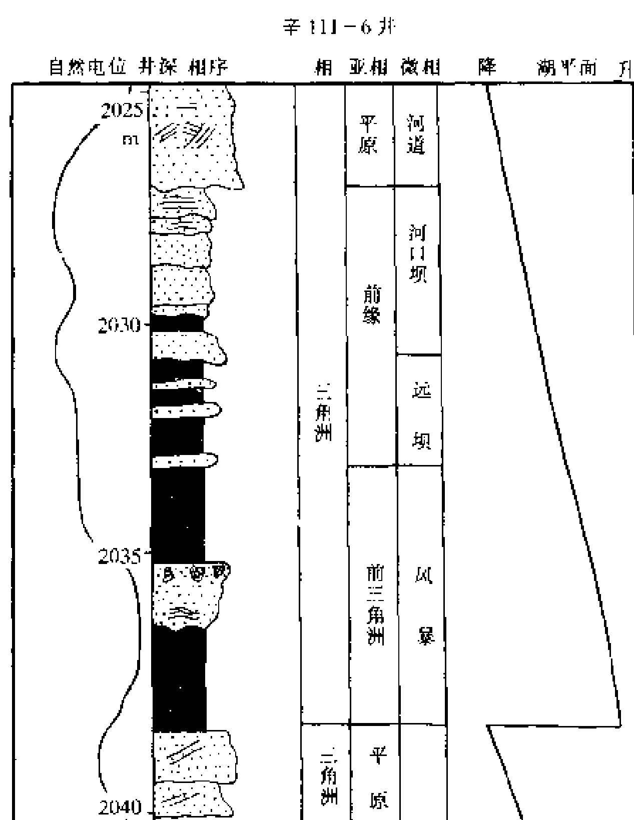


图8—6　辛111—6井准层序特征

1. 基本沉积特征

(1) 岩石类型　有泥岩、砂岩、砾岩，岩性复杂。

(2) 沉积、构造　三角洲沉积特征很清晰，有生物扰动、生物潜穴和滑塌变形构造，生物介壳层丰富，具有多种层理构造。

2. 相分析

(1) 前三角洲亚相　以黑色、黑褐色的泥岩沉积为主，夹有少量粉砂岩，有较明显的风暴浊积砂体发育，砂体中生物介壳繁多，形态完整、杂乱堆积，为螺类、瓣鳃类，说明是浅湖沉积的生物介壳直接进入前三角洲沉积而成。

(2) 三角洲前缘亚相　以各种粒级的砂质、砾石沉积为主，河口坝、远砂坝和席状砂沉积发育。具多种层理、变形构造、生物扰动构造等，说明沉积时物源充足，水动力较强。

(3) 三角洲平原亚相　较粗的河道砂砾沉积较发育，河道间沉积的灰绿色泥岩也较常见。具有冲刷面、交错层理、波状层理等代表水动力强弱变化的沉积构造。

(4) 风暴浊积砂相　以粗粒的砂泥沉积或较富集的生物介壳沉积为主。介壳层厚达十几厘米，有的以分散状夹于暗色泥岩中。生物介壳形态完整，主要是螺类、瓣鳃类，有的已富集成生物介壳灰岩。

3. 层序地层学分析

辛111—6井取心井段含有13个准层序，组成一个准层序组，准层序之间是加积组合关系，沉积于高水位体系域中。沉积环境为三角洲沉积夹风暴浊积砂。一次湖平面升降形成半深湖及三角洲沉积。滨浅湖的生物壳被风暴回流搬运到前三角洲至半深湖环境形成风暴浊积

岩，随后出现正常的三角洲沉积。风暴浊积砂是三角洲沉积的前奏。三角洲沉积之后发生湖泛，湖水立即变深，又回到半深湖环境。这就是一个准层序的形成过程。随后进入下一次的风暴浊积砂、三角洲沉积。这样一次一次地叠加就形成辛111—6井的沉积模式。

五、辛53井

根据地震剖面定出体系域的边界，辛53井已钻到鼓包泥岩（T_5反射），从鼓包泥岩向上到2，338m之间为高水位体系域，2，338m～2，095m为低水位体系域，2，095～1，900m为湖侵体系域。

1. 准层序划分

本井高水位体系域包含23个准层序，低水位体系域有15个准层序，湖侵体系域中划分出15个准层序。这些准层序的共同特征是：

1）粒度自下而上由细变粗，自然电位以漏斗形为主，还有指形和箱形，以CU序为主。

2）每个准层序内水体下深上浅，在准层序顶部之上水深突然增加。

2. 准层序组

在高水位体系域中，共划分出了四个准层序组。第一个准层序组包括四个准层序，从单砂层的厚度、粒度的变化趋势和砂、泥岩比来看，自下而上有变厚、变粗、变大趋势，因此定为进积式准层序组。第二个准层序组中，自下而上包括四个准层序，同第一个准层序组的特点类似，因此也定为进积式准层序组。第三个准层序组中，自下而上包括十个准层序，单砂层的厚度、粒度的变化趋势和砂、泥岩比基本上保持不变，因此定为加积式准层序组。第四个准层序组中，自下而上划分出五个准层序，特征与第三个准层序组一样，因此准层序组的叠加类型定为加积式。这种由进积—加积的变化形式与标准层序地层学不同，标准海相为弱退积—加积—弱进积形式。这可能是由于陆相断陷盆地的特点引起的。

低水位体系域划分出五个准层序组，第一个准层序组（由两个准层序组成），第二个准层序组（由三个准层序组成）为进积式；第三个准层序组为加积式准层序组。第四个准层序组由三个准层序构成，属进积式。第五个准层序组由三个准层序构成，为退积式准层序组。湖侵体系域中，共划分出三个准层序组，均为退积式。

六、辛92井

井深2，327m以下为高水位体系域，2，327m到2，250m为低水位体系域，2，250～2，080m为湖侵体系域。

1. 准层序划分

本井在高水位体系域中划分出27个准层序，低水位体系域中划分出6个准层序，湖侵体系域中划分出15个准层序。

2. 准层序组

在高水位体系域中，共划分出五个准层序组。第一个准层序组为进积式准层序组；第二个准层序组由四个准层序构成，也为进积式准层序组；第三个准层序组由十个准层序组成，自下而上从砂泥岩比、砂层的厚度来看，变化不大，因此准层序的叠加类型为加积式；第四个准层序组由五个准层序组成，为加积式；第五个准层序组由五个准层序组成，为加积式。

低水位体系域共划分出两个准层序组：第一个为进积式，第二个为退积式。

湖侵体系域中，共划分出三个准层序组，均为退积式。

七、草13—77井

1，340．0～1，360．0m为滨浅湖滩坝沉积，可划出五个准层序来。1，297．0～1，

305．0m 构成滩坝准层序，生物扰动强，这些准层序构成加积—退积式准层序组，是低水位体系域后期湖平面缓慢上升阶段所形成的。从 1，297．0m 之上，沉积岩变为灰绿、灰色泥岩、页状灰岩和页岩，反映水体大规模加深，湖平面持续上升，属湖侵体系域。

八、　坨 2—6—5 井

1．相分析

坨 2—6—5 井取心井段为 2，010．00～2，303．40m，层位为沙一下至沙三上段，按岩性、构造、结构等沉积特征，自下至上可分为三段：

1）2，301～2，310m 属沙三上段。岩性主要为细砂岩、粉砂岩及灰色泥岩，其中夹一薄层介壳层，厚约 10cm，主要为螺类，破碎程度中等；在其上见有一完整的风暴岩似鲍马序列：S_a——递变层理，S_b——平行层理，S_c——丘状层理，S_d——水平层理。反映该段属于风暴沉积。

2）2，165～2，303．40m 属沙二下—沙三上段，该段属于三角洲沉积，主要标志有：

①泥岩的颜色为灰绿色、杂色、浅灰色，反映水体不深。

②岩石成分成熟度、结构成熟度中等，岩石类型以石英砂岩为主，分选中等，磨圆为次棱角—次圆状。

③粒度概率图表现以跳跃次总体为主，跳跃与悬浮总体的结点为 3～4 Φ，并且斜率较陡；C—M 图具牵引流特征。

④岩性主要为砂岩、粉砂岩、泥岩，其中炭质泥页岩发育。

⑤砂岩、粉砂岩、泥岩中发育生物潜穴、生物扰动层。

⑥层理构造丰富，类型多样，主要有槽状、楔状、板状、波状交错层理等。

由以上可以反映出该段属于三角洲沉积，其沉积剖面模式如图 8—7。

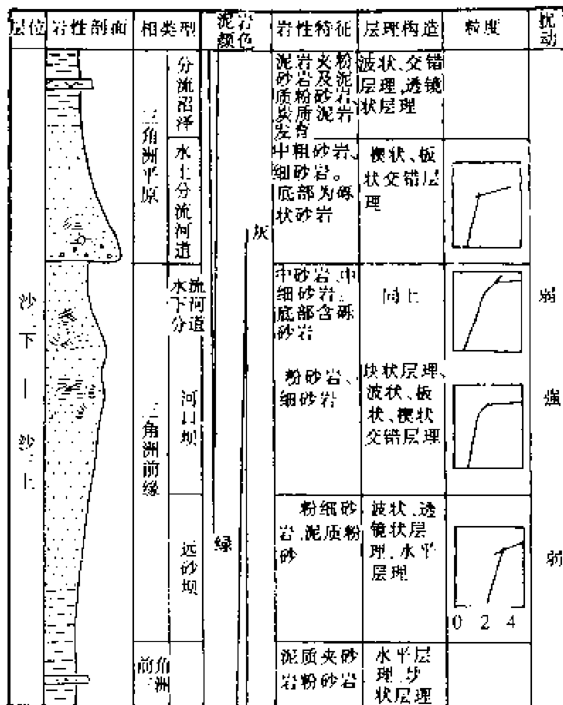


图 8—7　坨 2—6—5 井准层序模式

3）2，010～2，165m 属沙一下—沙二上段，为辫状河—扇三角洲沉积，其主要标志有：

①岩性主要为砾岩、砾状砂岩、粉砂岩、泥岩。砾岩和砾状砂岩位于大套砂岩的底部，其厚度最大可达 1m。此外炭质泥（页）岩也较发育。

②泥岩的颜色为灰绿色、灰色、杂色。

③岩石成分成熟度、结构成熟度中等偏低。岩石分选中等偏差，磨圆多呈次棱角状。

④生物扰动、生物潜穴较丰富。

⑤砾状砂岩、砾岩中发育有大型的斜层理，砂岩、粉砂岩中发育有波状层理、楔状交错层理等。

⑥粒度概率图总体上较平缓，但也有斜率较大的，其跳跃与悬浮次总体的结点偏细。C—M 图上表现为过渡类型，以跳跃、悬浮式搬运为主。总体上反映密度流和牵引流兼有的特征，其中牵引流沉积占主导地位。

2. 准层序、准层序组和体系域

本井取心段可分出16个准层序。从单井分析图上可以看出，2，310～2，165m为三角洲准层序叠加构成加积式准层序组。该准层序组边界之上为辫状河—扇三角洲准层序组，叠加方式为进积式。所以位于2，165m深处的界面（对应T_3反射）上下准层序组叠加方式不同，相带在垂向上不连续，湖岸线向盆地内部移动显著，湖平面有大规模下降的趋势，为层序边界。边界之下是高水位体系域，之上是第Ⅱ层序的低水位体系域。

第三节　井间层序地层分析

井间层序地层分析是在单井层序地层分析的基础上，结合地震资料，追踪不同级序的层序地层单元在地下的分布状况。主要是追踪层序边界、体系域边界、准层序组边界和准层序边界等时间地层界面，是相变和储集砂体横向追踪最佳的方法。

一、金家—高青地区

以金23、金28、金9和高23井为例，其沙四下段位于层序Ⅰ边界之上，属低水位体系域。从取心分析知，金23井岩性为杂色砾岩、灰色灰质砂岩、红色、杂色泥岩、泥质粉砂岩及砂质泥、泥质砂岩为主。砾石呈次圆、次棱角状，层理不佳，见冲刷—充填构造。

金9、金28井岩性为玄武质砾岩，泥岩颜色呈浅灰、灰绿色，属扇三角洲水下平原—前缘沉积。向盆地更远的高23井相应的层位为灰色泥岩夹粉砂岩，属半深湖浊积岩。这样金23—金28—金9—高23井构成了低水位体系域的洪积扇—扇三角洲—浊积岩沉积体系。

二、东辛地区高分辨率层序地层研究

对比井为新营3、辛92、辛35、辛9、辛24—17、辛24—10、辛24—16、辛53八口井。对比时将T_2反射层（第Ⅱ层序最大湖泛面）拉平。T_2为第Ⅱ层序的湖侵体系域与高水位体系域的边界，T_3为第Ⅱ层序与第Ⅰ层序的边界，T_5（鼓包泥岩）为第Ⅰ层序高水位体系域与湖侵体系域的边界。在各井上根据地震资料定出深度并将各井的界面对比连线。

1. 第Ⅱ层序低水位体系域

低水位体系域的底面为地震T_3对应的界面，以不整合及与之相应的整合与下伏地层相接触。顶面为地震T'_2所对应的界面，为初次湖泛面，岩相粗，泥岩杂色，代表氧化环境。本体系域的形态为东厚西薄，厚度差别较大，即为楔状体沉积。在辛53井划分出5个准层序组，共15个准层序。因为T_3界面为风化剥蚀面，而在本剖面各处剥蚀程度又不一样，所以接受沉积的各处情况也不一样：在对下伏地层剥蚀强的地方沉积物厚度大，而相对隆起的地方则沉积薄。所以与辛53井紧挨的24—16井在低水位体系域只有3个准层序组、共9个准层序。辛24—10、辛24—17井与之类似，辛9井由于断层的影响缺少沙二上、沙一下的大段地层。而且辛9井、辛35井沉积时的底界面比其它各处要低，反映了也是强烈剥蚀的地方。所以辛35井低水位体系域共有四个准层序组，13个准层序。辛43井与新营3井处于高部位，因此沉积地层薄，划分出两个准层序组，共6个准层序。单井层序地层学分析中，各井由进积式准层序组演变为退积准层序组，反映了低水位体系域湖平面快速下降、缓慢下降到缓慢上升的变化过程。在进行剖面对比时，由于T_3为风化剥蚀面，各处沉积时的底界面深度差别较大，而T'_2界面沉积区域上稳定，所以从上向下对比，从上向下数第2个准层序组中第2个准层序的砂体在辛24—17中自然电位曲线为高幅箱形，表明粒径变化不大，分选好，反映了三角洲前缘河口坝亚相。因为河流带来的沉积物以前积形式堆积在底积

层上，坝的前方和上部受到波浪的筛选，所以颗粒粗，分选好。而向东辛 24—10 井、辛 24—16 井中曲线形态齿化加强，且依次减薄，而在辛 53 井中砂体尖灭，向西也类似。辛 35 井处砂体最厚，曲线特征为反粒序漏斗型，也反映了河口坝沉积向西砂体变薄，甚至尖灭。

2. 第Ⅱ层序湖侵体系域

湖侵体系域的顶界岩性上为油页岩夹生物碎屑灰岩，石灰岩形成于开阔湖泊环境，代表湖泛。这时水体最深，陆源物质供给不足，为欠补偿，湖水覆盖面积大。该体系域由三个退积式准层序组组成。各个准层序组中的准层序数分别为 4、4、7 个。准层序组的厚度自东向西都有变薄的趋势，准层序中砂体的厚度自东向西也有变薄的趋势。西边的新营 3 井处砂体最薄。在向上每一个准层序组中砂层不断变薄、粒径也明显变细、泥质含量增多，反映了水体向上不断加深、岸线后退的沉积环境。例如辛 53、辛 24—16、辛 24—10、辛 24—17、辛 35 井的 SP 曲线形态具反粒序特征，呈漏斗型，齿中线向外收敛，为三角洲前缘分支河口砂坝亚相，到辛 92 井处砂体厚度明显变薄，曲线形态近似指状，到新营 3 井处不再发育砂层，为前三角洲泥沉积。

3. 高水位体系域

快速湖侵之后，湖平面由慢速上升转为慢速下降，在这一时期，陆源物质供给丰富，沉积速度快，所以地层厚度大。高水位体系域下界为下超面，上界为下一个层序的边界。这里 T_6 为底界，T_3 为顶界。正常的高水位体系域通常早期由加积式准层序组所组成，晚期由一个或多个弱进积式准层序组所组成，但是本次研究在本体系域中划分出的准层序组的叠加方式底部为进积式准层序组，中部为加积式准层序组，后期个别井中见进积式准层序组。两者的不同，反映了海相层序地层学与中国陆相断陷湖盆的不同。高水位体系域常被上覆层序边界所削蚀。在本地区地震 T_3 界面所代表的就是这样一个面，且在剖面上不均衡。

总的来说，西边削蚀程度低，古地势高。东边削蚀程度高，古地势低。由于这种差异，造成高水位体系域在各井划分的准层序组的数目不同。在辛 53 井划分了 4 个，辛 24—16 井 7 个，辛 24—10 井 6 个，辛 24—17 井 6 个，辛 9 井 4 个，辛 35 井 4 个，辛 92 井 5 个，新营 3 井 5 个，各准层序组内部准层序的个数从下到上分别为 4、4、10、5、7、2 个。准层序组的厚度从东向西变化不大，但大部分准层序及其砂体的厚度自东向西有变薄的趋势。或者先由薄变厚到辛 9 井附近再由厚变薄，个别有变厚的趋势。现以（从下数）第 1 准层序组第 4 准层序的砂体变化为例说明。在辛 53 井中 SP 曲线为箱状，反映粒度粗，分选好的河口坝沉积。辛 24—17 井的砂层厚度变薄。辛 9 井处 SP 曲线形态呈正韵律的钟形，齿中线内收敛，为三角洲平原分支河道亚相。辛 35 井处 SP 曲线为典型的正韵律特点，曲线为钟形，上部细齿增多，齿中线近平行，为三角洲平原分支河道亚相。到辛 92 井处 SP 曲线为反韵律，为河口坝沉积。新营 3 井处 SP 曲线形态呈反韵律，为河口坝沉积，延伸至辛 92 井，砂体呈透镜体分布。第 2 准层序组第 1 个准层序有变化，在辛 53 井中 SP 曲线为正韵律，齿中线内收敛，为三角洲平原分流河道亚相。辛 24—17、辛 9、辛 35 井中 SP 曲线形态均为反韵律，反映河口坝沉积，平面上呈透镜状分布。到辛 92 井、新营 3 井砂体几乎尖灭，沉积环境逐步过渡到前三角洲泥沉积。

图 8—8、8—9、8—10 分别为第Ⅰ层序高水位体系域、第Ⅱ层序低水位体系域和湖侵体系域中以准层序为单位编制的大比例尺高分辨率岩相古地理图。

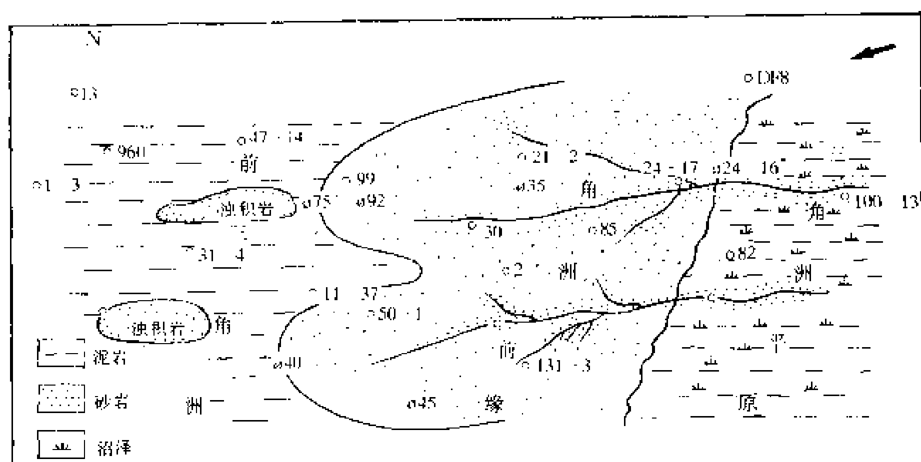


图 8—8　第Ⅰ层序高位域以准层序为单位编制的高分辨率岩相古地理图，
箭头指示水流方向（比例尺见图 8—10）

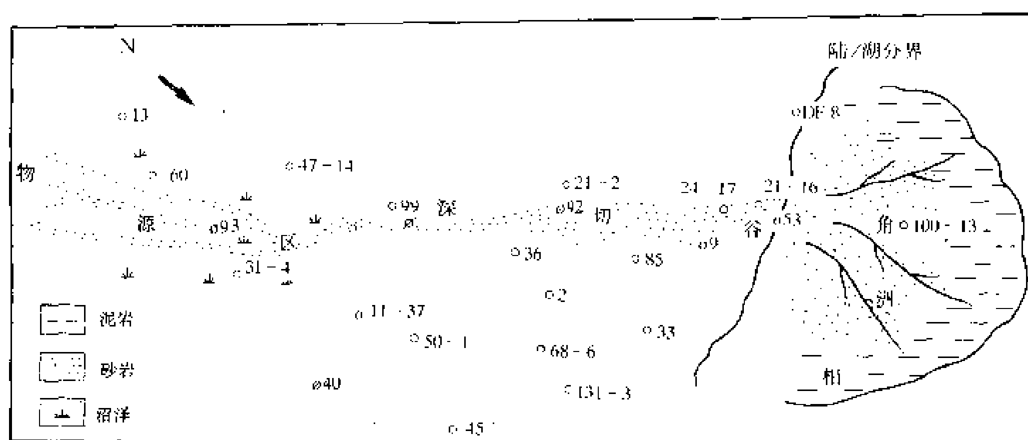


图 8—9　第Ⅱ层序低位域以准层序为单位编制的高分辨率岩相古地理图，
箭头指示水流方向（比例尺见图 8—10）

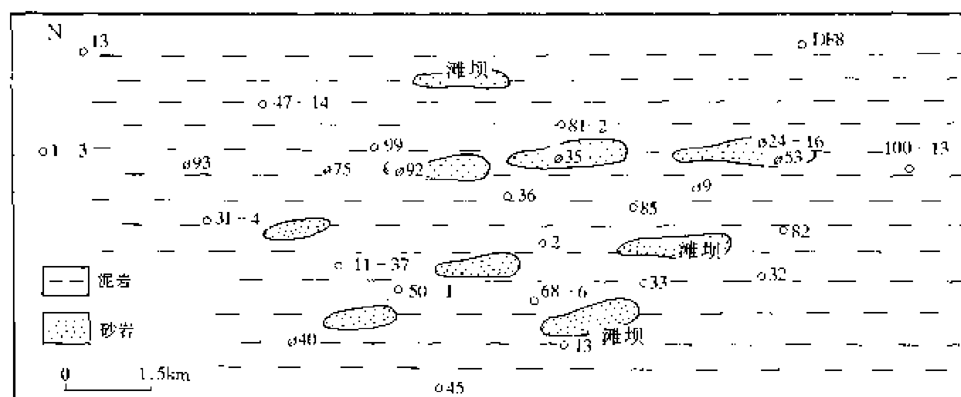


图 8—10　第Ⅱ层序湖侵域以准层序为单位编制的高分辨率岩相古地理图

第九章　沾化凹陷高分辨率层序地层学研究

第一节　地质概况

沾化凹陷为济阳坳陷内的一个次级凹陷，周缘有陈家庄—垦东、义和庄、埕东、五号桩—长堤等凸起，中央有孤岛凸起。它是在前中生代印支期基底上，燕山运动（J_3—K_1）北西向块断活动及喜山运动不同程度的继承性活动，与早第三纪喜山运动北东、北北东、北东东向断陷、晚第三纪坳陷形成的断坳盆地。其中，渐新统沙河街组沉积期以北断南超、东断西超的断陷为主。中生代已经开始活动的北西向孤西、五号桩断层继续强烈活动并于沙三早期逐渐减弱并趋于停止。同时北东东、北东向断层自沙四期开始活动，沙三期逐渐增强，从而在沾化凹陷中形成多洼陷的构造格局（图9—1）。沙四期、沙三早期以及沙一期发生了三期强烈断陷，沾化古湖泊在沙河街期出现了两期大规模水进。

图9—1　沾化凹陷构造略图

区域古生物资料研究表明，本区自沙四早期的干热气候逐渐向沙三早期的暖湿气候转化。在沙二早期古气候向干旱转化，并于沙二晚期又向暖湿转化。在沙三早、中期及沙一期本区均以半深湖及深湖为主要的古地理景观。

沾化凹陷基底由太古界变质岩、下古生界碳酸盐岩、上古生界的碎屑岩及中生界的碎屑岩及喷出岩组成，下第三系地层包括沙河街组及东营组。

第二节　单井层序地层学分析

在研究过程中，我们系统观察了凹陷内40口取心井的岩心，并做出了相应的单井层序地层学分析图。本文仅列出其中9口井的单井层序地层学分析结果。

一、义3—7—7井

本井位于孤西断槽西部，取心深度为3,646～3,580m及3,510～3,072m，取心层位由沙三段到沙二段。沙三段主要发育了一套深湖、半深湖相油页岩、泥页岩及泥岩和深水浊积岩，沙二段取心主要由较深湖及浅湖相细碎屑岩组成。

1．3,646～3,588m

以深灰色、灰褐色油页岩、泥页岩夹深湖浊积岩为典型特征，属湖底扇—深湖沉积。其中湖底扇以中扇及外扇发育为特征。这套暗色油页岩、泥页岩在地震反射上表现为低速高阻的强反射轴，全凹陷分布稳定。因而本井段属湖侵体系域顶部，可细分为两个准层序。油田将这一套地层定为沙三下段第10砂层组。

2．3,588～3,173m

以深灰色、灰色泥页岩、泥岩及浊积岩为主要岩相，属湖底扇—深湖、半深湖及深浅湖沉积。发育了大套粗碎屑浊积岩。湖泊水体变浅，至顶部进入较深湖及浅湖发育期，这一井段属高水位体系域发育段，可分成11个准层序，发育了加积式及进积式准层序组。其中进积式准层序组主要依据古湖泊水体由深变浅而确定。湖底扇以中扇及外扇亚相为主要特征。

3．3,173～3,072m

以灰色、灰绿色、红灰色泥岩、云质泥岩及少量中粗碎屑岩为主要岩相，分属较深湖、还原浅湖、氧化浅湖及密度流沉积。后期中粗粒陆源碎屑供应不足。岩心中具有垂直及倾斜生物潜穴及植物层。本取心段可分出四个准层序，以进积式叠加为特征。属层序Ⅱ低水位体系域。

二、义37—34井

本井位于孤西断槽西部，取心深度为3,893～3,282m，其沉积类型与义3—7—7井相关层位相似。主要为层序Ⅰ的湖侵体系域及高水位体系域发育段。

1．3,893～3,664m

本段以深灰色、灰褐色油页岩、泥页岩及泥岩岩相为主要特征，夹少量深湖浊积岩，属湖侵体系域发育段。其中3,879.5～3,668.5m未取心。

2．3,664～3,282m

本段以各种深湖、半深湖相暗色泥页岩、泥岩及湖底扇浊积岩沉积为特征。其中湖底扇相以中扇亚相（包括辫状沟道、沟间、沟堤及中心微相等）及外扇亚相（末梢微相）为特征，发育了大套中粗碎屑浊积岩。古湖泊水体由深变浅。可分成7个准层序，发育加积式及进积式准层序组，属高水位体系域。

三、罗10井

本井位于罗家鼻状构造南部，即陈家庄凸起北斜坡带上。取心深度为2,616～2,591m、2,589～2,568m、2,567～2,540.5m、2,539～2,500m、2,485～2,431m、2,429～2,337m、2,335.5～2,333m、2,331.5～2,308m及2,271～2,242m。以洪积扇—扇三角洲—浅湖沉积为主。

1．2,616～2,308m

本井段是典型的洪积扇—扇三角洲红层斜坡扇沉积。由进积式及加积式准层序组组成。属层序Ⅰ低水位体系域发育段。这套红层直接覆盖于中生界老地层之上。其内部可分成若干个准层序。

2．2,271～2,242m

本段自下而上由扇三角洲—还原浅湖向半深湖、深湖沉积演化。发育了典型的退积式准层序组，属湖侵体系域。

四、罗2井

本井位于斜坡带向北部渤南深洼陷过渡部位，取心井段为3,151.5～3,052m。其下部岩相有泥膏岩、膏泥岩、膏岩、暗色泥岩及泥页岩等，上部有深灰、灰褐色泥页岩及油页岩等岩相。

3,151.5～3,081m属较深—深盐湖沉积，水体咸度较大且较深。3,081～3,052m为深湖相沉积，自下而上古湖泊水体变深，而且湖水淡化。这与区域性气候变湿有密切关系。整个取心井段属湖侵体系域。下部对应于沙四上段，上部对应于沙三下段的下部。

五、垦26井

本井位于孤岛凸起向罗家地区的过渡部位，取心深度为2,834～2,794m、2,786～2,781m、2,329～2,279m。自下而上层序演化及沉积演化清楚。

1．2,834～2,808m

本取心段以扇三角洲—浅湖相粗碎屑红层沉积为主要特征。发育了一套进积式及加积式准层序组，属层序Ⅰ低水位体系域。对应于沙四下段。

2．2,808～2,781.5m

本段自下而上由扇三角洲—咸化湖泊沉积向扇三角洲—较深湖及深湖沉积演化，沉积水体变深，而且湖水淡化。发育退积式准层序组。

3．2,329～2,290m

本段为一套扇三角洲—浅湖沉积，可确定发育扇三角洲水下分流河道、河口坝、远砂坝等沉积微相类型，自下而上粗碎屑沉积增多。属进积式准层序组，为层序Ⅱ低水位体系域。

4．2,290～2,279m

以扇三角洲—湖泊沉积为特征，底界为一套含砾砂岩，含底栖生物壳，向上中粗碎屑岩减少，以厚层灰色泥岩及泥页岩为主要岩相，发育典型退积式准层序组，属层序Ⅱ的湖侵体系域。

六、孤南24—1井

本井位于孤南地区孤南断层以南向洼陷过渡部位，取心深度为2,272.70～2,048m。

1．2,272.7～2,126.3m

本段出现的岩相有浅灰色、褐灰色中粗碎屑岩、灰色泥岩及砂质泥岩等，含少量螺化石。发育的沉积类型有扇三角洲—湖泊、扇三角洲—风暴岩—湖泊沉积等类型。准层序特征典型，尤以自下而上由灰绿色泥岩（前扇三角洲）—扇三角洲前缘—扇三角洲水下分流河道—扇间沼泽（碳质泥岩）及风暴岩—推进式扇三角洲沉积层序这两种准层序为典型特征。自下而上可分出10个准层序，沉积水体整体由深变浅，但变化不明显。以发育加积式及进积式准层序组为特征，属层序Ⅰ的高水位体系域。

2．2,126.3～2,066m

本段属辫状河—扇三角洲—浅湖相沉积，其中，辫状河沉积粒度较粗，具正韵律，为深切谷沉积。沉积岩岩相有灰绿、黄绿、浅灰、红灰、黑色泥岩、碳质泥（页）岩、中及粗碎屑岩等类型。具有垂直生物潜穴、强生物扰动、立生植物根等典型指相标志。沉积类型除了辫状河、扇三角洲、还原浅湖、氧化浅湖、沼泽化湖泊等类型外，在水体相对较深时还发育有风暴岩沉积，可见到砂球内碎屑、丘状交错层理、底冲刷等典型风暴沉积特征。自下而上可分出5个准层序，表现为湖平面相对快速下降，为典型进积式准层序组，属层序Ⅱ的低水位体系域。

3. 2,066～2,048m

本井段下部以滑塌重力流沉积为特征，上部为较深湖、深湖相云质泥岩、油页岩沉积。湖平面明显快速上升，发育退积式准层序组，属层序Ⅱ的湖侵体系域。

七、孤南7井

本井位于孤南洼陷西北部临近孤岛凸起部位，取心井段为2,050～1,911.1m。

1. 2,050～2,017.9m

本段主要岩相有灰绿、浅灰色泥岩、中及粗碎屑岩及生物碎屑岩等。为扇三角洲—浅湖、风暴—浅湖沉积，具有底冲刷、递变层理、丘状层理、水平—波状纹层及强生物扰动等沉积构造。可分成2个准层序，属于进积式准层序组上部，为层序Ⅰ高水位体系域发育段。

2. 2,017.9～1,986.5m

本段由红色、紫红色泥岩、粉砂质泥岩、中及粗碎屑岩等岩相组成。具明显的底冲刷，为辫状河—扇三角洲—浅湖沉积。自下而上可分出5个准层序，为进积式或加积式准层序组，属层序Ⅱ的低水位体系域发育段。

3. 1,986.5～1,961.75m

本段岩相主要有生物碎屑灰岩、灰色泥岩、泥页岩、油页岩、钙质页岩、砂岩及粉砂岩等。为扇三角洲—湖泊及扇三角洲—风暴岩—湖泊沉积。自下而上湖平面突然快速上升，发育了典型的退积式准层序组，属层序Ⅱ的湖侵体系域发育段。

4. 1,961.75～1,911.1m

自油页岩顶往上岩相主要由含生物化石（螺及介壳）的砂岩、含砾砂岩、灰色泥岩组成。为扇三角洲—湖泊沉积，局部受风暴浪改造，其顶段泥岩颜色为灰绿、灰红、杂色等。古湖泊变浅，由较深湖演变为还原浅湖及氧化浅湖。为加积式和进积式准层序组，属层序Ⅱ的高水位体系域发育段。

八、孤南131—5井

本井位于孤南断层下降盘与五号桩断层下降盘交汇部位， 取心井段为 3，966.9～3,948.4m、3,876.7～3,800m及3,734～3,687m。

1. 3,966.9～3,731m

本段岩相主要有紫红、灰红、杂色泥岩，灰、深灰色泥岩、灰质泥岩、油页岩和中、粗碎屑岩等。为洪积扇—扇三角洲—湖泊沉积。具有块状、递变层理、水平—波状纹层、生物扰动、底冲刷等沉积构造。自下而上由洪积扇—扇三角洲—浅湖沉积演变为扇三角洲—浅湖及半深湖沉积。顶部为一套深灰色泥页岩，富含介形类化石。显然自下而上湖泊水体变深，发育了一套退积式准层序组，属层序Ⅰ的湖侵体系域发育段。

2. 3,731～3,687m

本段主要由红、深灰色、灰绿色泥岩、砂岩岩相组成。具平行层理、槽形交错层理、生

物扰动等沉积构造，为扇三角洲—湖泊沉积。可分为5个准层序，自下而上湖平面以逐渐缓慢下降为主要特征。发育了加积式及进积式准层序组，属层序Ⅰ的高水位体系域下部发育段。

九、义深4井

本井位于义和庄凸起东斜坡上，取心井段3，187～3，091m、3，047～2，999m。

本井取心段主要岩相有藻屑灰岩（砂屑及粉屑灰岩）、泥晶灰岩、藻白云岩、粉屑白云岩、生物礁灰岩及少量膏岩。主要为生物礁、礁后泻湖、礁前及礁间沉积，造礁生物主要为中国枝管藻。属层序Ⅰ的湖侵体系域下部受海侵影响部分。

第三节　剖面层序地层学分析

从区域上进行剖面层序地层学分析的主要目的是在全区内建立一个科学的层序地层格架。首先要建立适合全区的综合层序地层剖面，然后综合地震、地质录井（包括各种录井及分析化验资料）及测井资料分析结果进行剖面层序地层学对比，以取得一系列在区域上等时的各种界面。

一、沾化凹陷沙河街组综合层序地层剖面

根据沾化凹陷内构造演化、地层发育演化、古气候变迁（主要化石分布）、微量元素值变化、地震反射结构演化、测井曲线形态演化、世界海平面升降及古海侵分析、古地磁测年等资料的综合分析结果，我们将沾化凹陷沙河街组及东营组下段划分为两个二级层序。其中层序Ⅰ持续发育时期大致从50Ma到36Ma，层序Ⅱ持续发育时期从36Ma到30Ma。每个层序内部可分出低水位、湖侵及高水位体系域等各种内部层序地层格架，从而建立了沾化凹陷沙河街组综合层序地层剖面（图9—2）。

二、层序及体系域界面

1．层序界面

层序Ⅰ的底界为沙四下红层与下伏地层的接触界面。鉴于沾化古湖盆自沙四早期才开始进入明显的拉张期并开始接受沉积（王秉海，1992），因此在沾化凹陷内大部分地区层序Ⅰ的底界为沙四下红层与下伏中生界地层之间的不整合面，地震剖面解释成果中可清晰地识别出这一不整合界面（图9—3）。层序Ⅰ的顶界形成于沙二中期，从地层发育上看，该界线可以是沙二上段与沙二下段或沙三上段或者沙三中段之间的分界线，局部地区可出现沙一段与沙三中段的接触界线。可见沙二中期的古湖泊范围局限，使部分原先的沉积区变为无沉积区或剥蚀区。因而层序Ⅰ的顶界可为不整合界面及与之对应的无沉积间断面或整合界面，这个界面也是层序Ⅱ的底界。

2．体系域界面及准层序组

体系域界面也是一种相对在全盆地中稳定的等时面，它的确定关系到整个湖盆范围内、同一时期不同二级构造部位沉积体系组合的等时性对比。

1）低水位体系域的底界也是层序的底界。层序Ⅰ低水位体系域底界为一区域上稳定的不整合面，层序Ⅱ低水位体系域底界为一不整合面以及与之对应的无沉积间断面或整合界面。在斜坡带部位，“海鸥展翅”式地震反射所反映的深切谷底界也可作为低水位体系域底界，录井剖面中表现为洪积扇、扇三角洲或盆底扇、干盐湖沉积体系组合的底界，岩心中可以看到强烈的底冲刷及冲刷再沉积砾石。低水位体系域顶界也是上覆湖侵体系域底界。

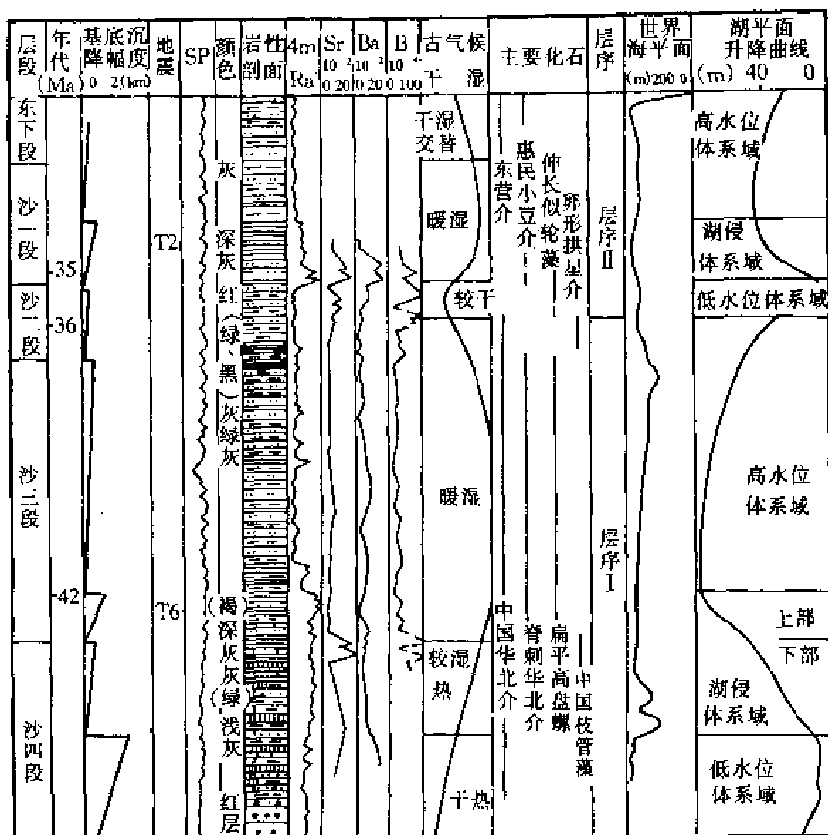


图 9—2 沾化凹陷沙河街组综合层序地层剖面图

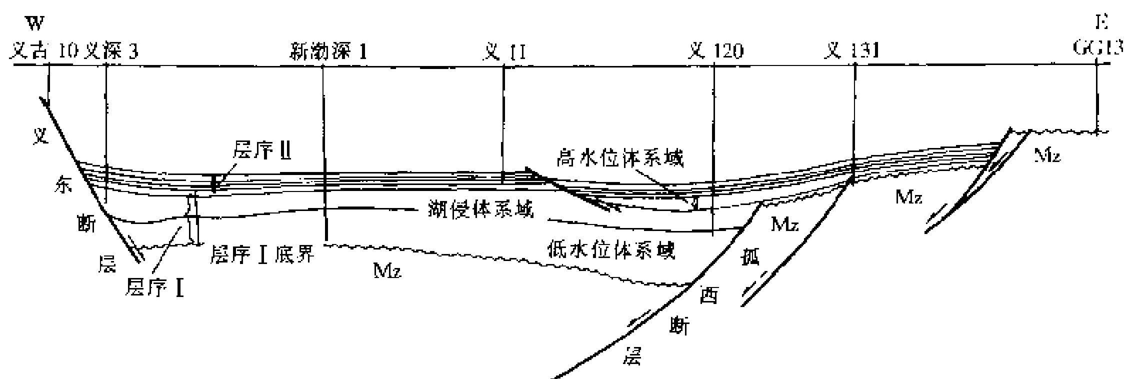


图 9—3 EW 向 157.8 测线解释成果图，示层序和体系域的分布

2）湖侵体系域底界为第一次主要湖泛面或首泛面，在湖侵体系域内部以发育退积式准层序组为特征。在相对平缓的斜坡部位，以地震剖面中“海鸥展翅”式反射上部第一条清晰同相轴，即深切谷顶界作为湖侵体系域底界。在陡坡部位难以确定这一界面位置，我们一般在斜坡上找出第一个上超点，以第一条清晰且稳定的上超同相轴作为湖侵体系域底界，或者以地震剖面中杂乱反射或空白反射以上第一条相对稳定而清晰的同相轴为界。

3）高水位体系域底界为层序中的最大湖泛面位置。我们从地震剖面中代表湖盆最大沉积范围的稳定强反射同相轴作为高水位体系域底界，这条同相轴之上往往会出现下超充填反射。层序Ⅰ高水位体系域底界为 T_6 反射层，T_6 反射层以上可看到下超反射轴。在录井剖面中，以退积式准层序组顶部全凹陷分布最广最稳定的油页岩段（CS）顶界作为最大湖泛面位置。层序Ⅱ以 T_2 反射层顶界作为最大湖泛面。层序Ⅰ高水位体系域顶部可出现顶超、削蚀等反射特征，这与剥蚀、无沉积间断及上覆层序Ⅱ的发育等因素有关。

4）准层序组是具有清晰叠加模式的一组有成因联系的准层序序列，以主要湖泛面及与之相当的界面为界。根据沉积速率与新增可容空间速率之比值将准层序叠加模式分为进积式（比值>1）、加积式（比值≈1）及退积式（比值<1）三种模式。

值得指出的是，无论体系域还是准层序组，其顶底界面的确定均为全盆地横向交叉连接、追踪对比的结果。在剔除断层干扰、速度陷井等因素后，将湖盆作为一个整体，追踪出全区稳定而科学的边界，而不是以某一局部地区的典型特征去推测全区。鉴于此，我们在沾化凹陷内针对两个层序分别进行了纵、横向七条剖面的对比分析。表 9—1 为我们所对比出的各井层序及其内部格架分界面深度数据，表 9—2 为油田所确定的各层段分层数据。二者分层结果不同的原因在于前者为时间地层界面；而后者为岩—电地层界面，具穿时性。

表 9—1　层序地层学方法的地层分层数据

井号	SⅠ$_{LST}$底	SⅠ$_{TST}$底	SⅠ$_{TST}$底	SⅡ$_{LST}$底	SⅡ$_{TST}$底	SⅡ$_{HST}$底	SⅡ$_{HST}$顶	井号	SⅠ$_{LST}$	SⅠ$_{TST}$	SⅠ$_{HST}$	SⅡ$_{LST}$	SⅡ$_{TST}$	SⅡ$_{HST}$	SⅡ$_{HST}$
Y155	4,254	4,254	4,059	3,540	3,465	3,282	3,100	K66	2,715	2,634	2,570	2,253	2,131	2,124	2,070
GD13			2,308	2,264	2,264	2,235	2,180	KD6－31			3,000	2,573	2,476	2,436	2,360
D40	3,090	2,934	2,788	2,431	2,323	2,284	2,220	K2	1,780	1,780	1,739	1,651	1,528.5	1,510	1,461
ZH21	1,700	1,582	1,525	1,503	1,503	1,449	1,463	K1	2,097	2,097	2,097	1,989	1,882	1,861	1,770
ZH27	2,600	2,450	2,322	2,219	2,188	2,124	2,050	GD55		▽3,490	3,320	3,006	2,990	2,863	2,800
Z83	▽3,650	3,588	3,315	3,200	3,090	3,066	3,000	Y28				3,035	2,930	2,750	2,600
Z100	▽3,750	3,580	3,382	3,163	3,140	3,065	3,000	Y107	3,975	3,975	3,017	2,704	2,636	2,584	2,490
B95			▽3,200	2,982	2,803	2,729	2,570	BS3		4,545	3,730	3,282	3,108	2,975	2,870
B96				3,242.5	3,165	3,109	3,050	Y83		▽3,530	3,463	3,217.5	3,054.5	3,005 2,935.5	2,800
W1	2,000	1,950	1,731	1,634	1,485.5	1,480	1,400	BS4	5,450	4,065	3,430	2,918	2,864	2,758 2,824	2,700
S1					1,630	1,602	1,500	S4	2,828	2,698	2,518	2,428	2,428	2,409	2,260
GN12	2,348	2,548	2,548	2,335	2,260	2,222	2,190	Y49		▽3,175	3,138	2,847	2,759	2,675	2,500
GN134			▽3,900	3,546	3,420	3,274	3,100	Y105	▽3,400	3,400	2,945	2,770	2,620	2,565	2,500

续表

井号	SⅠ$_{LST}$底	SⅠ$_{TST}$底	SⅠ$_{TST}$底	SⅡ$_{LST}$底	SⅡ$_{TST}$底	SⅡ$_{HST}$底	SⅡ$_{HST}$顶	井号	SⅠ$_{LST}$	SⅠ$_{TST}$	SⅠ$_{HST}$	SⅡ$_{LST}$	SⅡ$_{TST}$	SⅡ$_{HST}$	SⅡ$_{HST}$
GN24-1		2,285	2,285	2,100.5	2,053	▽2,040		GD3	2,008	2,008	2,008	1,957	1,957	1,946	1,930
L1	3,445	3,337.5	2,937	2,817.5	2,682	2,631	2,450	Y120	▽	▽4,330	3,696	3166.5	3,068	3,000	2,800
L2	3,250	3,220	2,876	2,683	2,683	2,560	2,500	NBS1	5,225	3,521	3,114	2,871	2,768	2,625	2,500
L9	2,650	2,162	2,129	2,012	2,012	1,972	1,920	GN7			▽2050	2015.5	1986.5	1961.75	1,919
L10	2,760	2,308	2,200	2,107	2,103	2,070	2,000	Y3-7-7			3,588	3,173	3,050		
GN131-5	▽4,045	3,942	3,754	3,628	3,326	3,231	3,035	894	▽	3,325	3,150	3,050	302	2,920	
K28	2,625	2,590	2,373	2,281	2,281	2,222	2,060	YS4	▽3,290	3201.5	2,950	2,786	2,623.5	2,534	2,480
K23	2,340	2,325	2,305	2,055	1,998	1,980	1,860	Y37-34				3,180	3,055		

注：▽表示完钻位置

表 9—2 油田分层数据

井号	沙四底	沙三底	沙二底	沙一底	沙一顶	井号	沙四底	沙三底	沙二底	沙一底	沙一顶
						SI					
L1	▽	3,204.5	2,761.5	2,681.0	2,462.0	S4	2,828.0	2,633.5	剥	剥	2,113.0
L2	▽	3,074.5	剥	2,638.5	2,402.0	Z83	▽	3,466.0	剥	3,089.0	2,943.0
L9	2,503.5	2,155.0	剥	2,016.0	1,859.0	Z100	▽	3,490.0	剥	3,139.0	2,941.5
L10	▽	2,275.0	剥	2,109.0	1,941.0	ZH21	1,581.5	剥		1,525.5	1,462.0
Y28	▽			2,410.5	2,013.0	ZH27	2,459.0	2,355.0	2,231.5	2,189.0	1,981.5
Y49		▽	2,872.5	2,758.5	2,494.0	GD3	剥	2,009.5	剥	1,966.0	剥
Y83		▽	3,238.5	3,054.5	2,367.0	GD13	剥	剥	剥	2,264.0	剥
Y105	▽	3,206.0	2,766.0	2,620.5	2,454.5	GD55	剥	3,489.5	剥	2,954.5	2,696.0
Y107	3,974.5	3,496.5	2,802.0	2,636.0	2,470.0	GN7		▽	2,123.0	1,986.0	1,893.0
Y120	▽	4,281.0	3,202.0	3,068.0	2,753.0	GN12	剥	剥	剥	2,369.0	2,260.5
Y155	剥	4,278.0	3,614.5	3,457.0	3,119.0	GN134		▽	3,633.0	3,420.5	3,065.0
YS4	▽	3,014.0	剥	2,623.5	2,329.0	BS3	剥	4,180.0	3,282.5	3,108.5	2,818.0
K1	剥	2,075.0	2,025.0	1,882.0	1,823.0	BS4	▽	3,715.0	剥	2,865.0	2,720.0
K2	剥	1,780.0	1,635.5	1,528.5	1,484.5	W1	2,001.0	1,882.5	1,568.5	1,485.5	1,357.5

续表

井号	沙四底	沙三底	沙二底	沙一底	沙一顶	井号	沙四底	沙三底	沙二底	沙一底	沙一顶
K23	剥	2,311.0	2,118.0	1,995.0	1,937.5	D40	3,014.5	2,588.5	2,431.0	2,324.5	2,233.0
K28	▽	2,462.0	剥	2,281.5	2,101.5	NBS1	▽	3,403.5	2,934.0	2,768.5	2,435.0
B95		▽	2,869.0	2,799.5	2,589.0	S1	▽	1,700.0	1,661.5	1,622.3	1,552.5
B96		▽	3,242.5	3,165.0	2,999.0						

第四节 高分辨率层序地层学研究

在研究工作中，我们主要通过准层序对比来进行高分辨率层序地层学研究。

一、准层序类型及其界面

在湖泊沉积中，以湖泛面或与之相对应的界面为边界的一组有内在联系的整合岩层或岩层组序列即为准层序。其厚度一般可由几米到几十米，清晰的横向分布范围可从几公里到十几公里。准层序底界为湖泛面或与之相对应的界面，是由于水深的突然增加而形成的。由于水体加深的速度足够地快，因此在一般情况下湖泛面伴随有短暂的沉积间断。湖泛面应是等时面，是在一定区域范围内相对稳定的平坦界面。准层序的确定主要在地质录井剖面中进行。沾化凹陷沙河街组沉积中准层序及其界面的识别标志如下。

1. 原生色

在剔除继承色、次生色等因素之后的原生色能较好地反映沉积岩沉积期的古水深及古环境，反映古湖泊平面的相对升降。这里主要指粘土岩（包括泥岩及页岩）及砂岩中粘土粒级杂基的原生色。在某一岩层或岩层组序列的底部相对暗色粘土岩层或具有相对暗色粘土杂基的砂岩层其底面为准层序底界或湖泛面。

2. 沉积序列

凡是自下向上能代表沉积水体由深变浅的沉积序列（实际上也是一岩层或岩层组序列）其底界可作为一次湖泛面，该沉积序列可确定为一个准层序。图 9—4a、b、c、d 分别代表推进式扇三角洲、推进式湖底扇及由洪水期沉积到枯水期沉积的准层序。

3. 特殊岩层组合

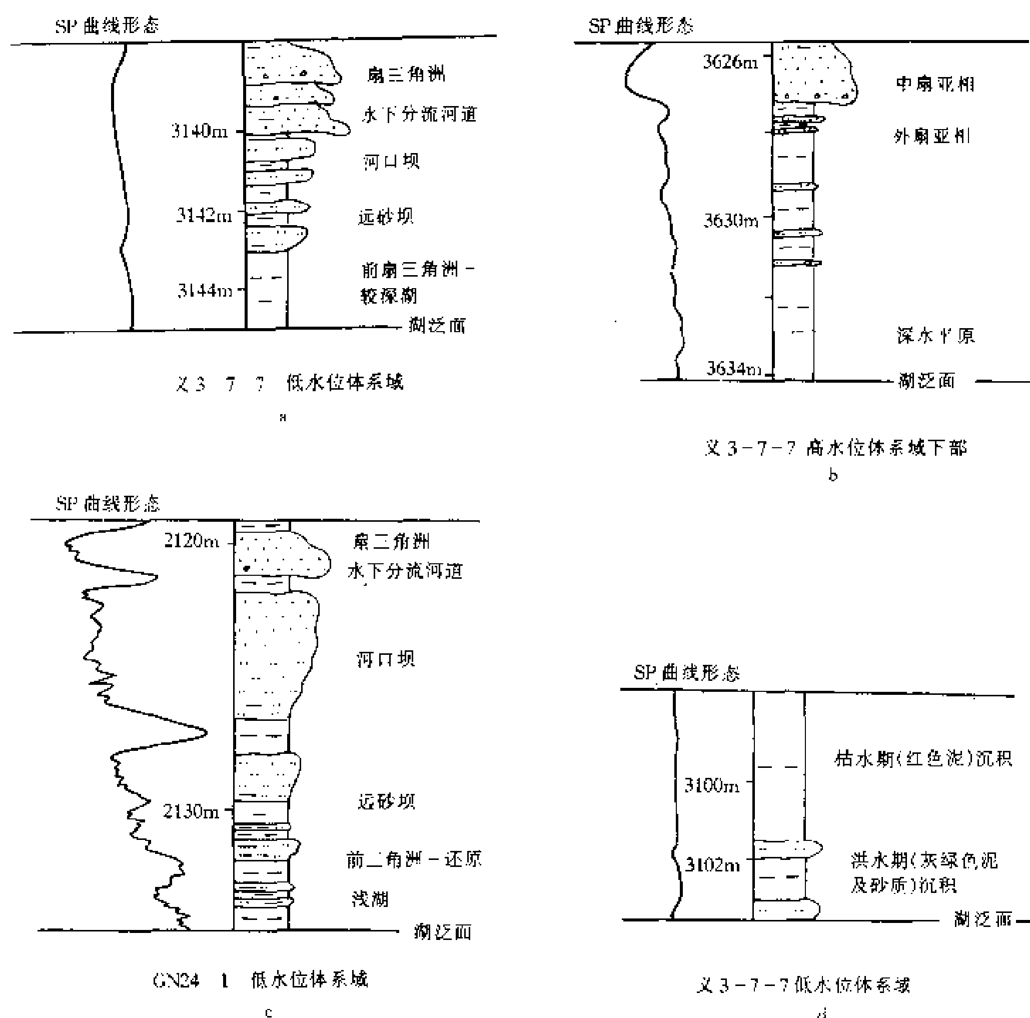
沾化凹陷南斜坡部位层序Ⅰ低水位体系域上部具有由生物灰岩或泥晶灰岩过渡为泥岩、泥灰岩、白云岩及膏岩的特殊岩层组合。其中生物灰岩或泥晶灰岩代表沉积水体相对较深时发育的沉积岩，其底界面为一次湖泛面。

对于石油地质工作者来说，准层序对比具有十分重要的意义。在研究工作中，以某一区域性稳定而清晰的主要湖泛面为基础，向上、下两个方向依次进行准层序的邻井间对比（图 9—5）。

二、岩层及岩层组

准层序由岩层及岩层组组成，在进行准层序对比过程中，特殊的岩层（如白云岩、生物灰岩、膏岩等）及岩层组（如不同砂岩组合、泥岩组合、石灰岩与白云岩及蒸发岩组合等）利于对比工作的进行，在一定范围内及一定条件下它们也可以进行相互对比。由于湖泊沉积

中横向相变迅速、单位沉积体体积远远不如海相沉积体，所以可对比范围也较小。



义3－7－7 低水位体系域
a

义3－7－7 高水位体系域下部
b

GN24－1 低水位体系域
c

义3－7－7低水位体系域
d

图 9—4 部分准层序类型

第五节 层序地层演化及沉积演化

一、层序Ⅰ

本节将以沾化凹陷中渤南、罗家及孤南地区沙河街组沉积为例阐述层序Ⅰ中体系域、准层序组及其沉积类型的演化。

1. 低水位体系域（$SⅠ_{LST}$）发育期

本区低水位体系域发育时期，古气候持续干旱，孤西、五号桩断层持续活动。渤南及罗家地区发育了大套的复成分砾岩、砂砾岩、粉砂岩及粘土岩、泥膏岩及膏岩。其中泥岩颜色有红灰、灰红、浅灰、灰绿色等，局部地区可见到灰黑色碳质泥岩。砾石成分有片麻岩、火山岩、石灰岩、白云岩、砂岩及泥岩等。岩心中可见到直立砾和叠瓦构造、递变构造、块状构造、沙纹层理及变形构造等沉积构造类型。自然电位曲线以钟形为主，也可见到箱形及漏斗形。地震剖面上表现为杂乱反射及空白反射。沉积类型有洪积扇、扇三角洲、干盐湖及盆

底浊积扇沉积等，湖盆分隔性强。陈家庄、义东、埕东及孤岛凸起区均为主要物源区。孤南地区地势较高，为无沉积区。层序Ⅰ低水位体系域发育期为沙四早、中期，持续时间约三百万年左右，主要形成了大套红层及蒸发岩沉积。湖平面由间断快速下降逐渐转变为缓慢上升，陆源碎屑供给速率及沉积速率大于新增可容空间速率，因而发育了典型的进积式及加积式准层序组。

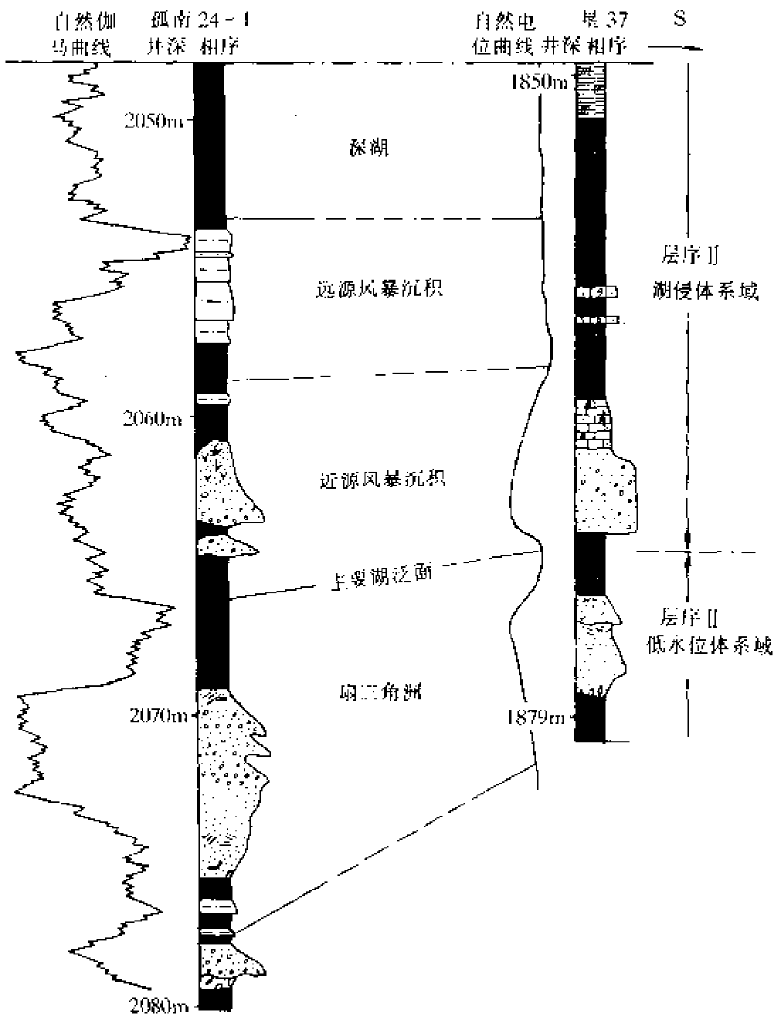


图9—5 井间准层序对比实例

2. 湖侵体系域（S Ⅰ$_{TST}$）发育期

层序Ⅰ湖侵体系域发育期可分为早、晚两期。早期相当于沙四晚期，沾化凹陷发生第一次强烈断陷、孤西断层剧烈活动，义东、埕南、埕东、孤南、孤北、垦东等断层也开始明显活动，古气候由干热逐渐向较潮湿转化，陆源水系开始较大量注入，并使盐湖淡化，同时古东海陆架海发生渐新世早期的广泛海侵。这些因素的综合使得古湖平面快速上升，同时陆源碎屑供给及沉积速率开始小于可容空间新增速率，出现了补偿及欠补偿状态，使早期的沾化凸湖盆中清水沉积作用与浑水沉积作用并存。沉积中心及沉降中心均位于渤南地区孤西断层下降盘部位。陈家庄及孤岛凸起等凸起边缘部位发育有后退式扇三角洲沉积（图9—6）。随着盐湖淡化、海泛影响以及局部地区陆源碎屑供给极少，在义深4（图9—7）及义129等井

区出现了中国枝管藻及山东龙介虫等造礁生物，发育了范围局限的点礁。随着湖平面的不断上升，孤南地区由无沉积区变为有沉积区，开始接受少量沉积。湖盆中央（渤南地区）发育有粘土岩、碳酸盐岩及蒸发岩。整个沾化古湖泊中发育的岩相主要有灰色泥岩及泥页岩、泥膏岩、膏岩、泥灰岩、生物碎屑灰岩及白云岩等，发育的沉积体系有扇三角洲—淡化湖泊、咸化湖泊、生物礁—生物碎屑堆积以及盐湖沉积等。其中孤南地区以扇三角洲—盐湖沉积发育为特征，其物源主要为孤岛凸起（图 9—7）。

层序Ⅰ湖侵体系域发育晚期相当于沙三早期，孤西断层持续活动并趋于停止，上述其它断层活动程度逐渐加剧，古气候变为温暖潮湿。沾化古湖泊中由于大量淡水注入，湖水淡化（图 9—2），湖平面持续高速上升。至沙三早期的末期，凹陷内由于持续大规模湖侵而达到最大湖泛。同时由于陆源碎屑供给不足，古湖泊长期处于欠补偿饥饿状态，有机沉积作用较发育，使沙三下段主要发育了一套半深湖、深湖相暗色泥岩及油页岩沉积。砂质沉积很少，只在凸起边缘部位发育了局限的扇三角洲及水下扇沉积。湖侵体系域顶部的一套油页岩在全凹陷内分布最广，地震剖面上可以出现全区连续追踪这套低速高阻层的强反射轴（T_6 反射）。显然这套油页岩顶界发育期沉积水体最深、湖泊分布面积最广，为最大湖泛面部位，这一顶界是全凹陷稳定的等时界面。T_6 反射层沉积期，孤岛凸起周缘及罗家地区发育有扇三角洲—湖泊（浊积岩）沉积体系，埕东、义东断层下降盘部位发育有水下扇—深湖（半深湖）沉积体系（图 9—8）。

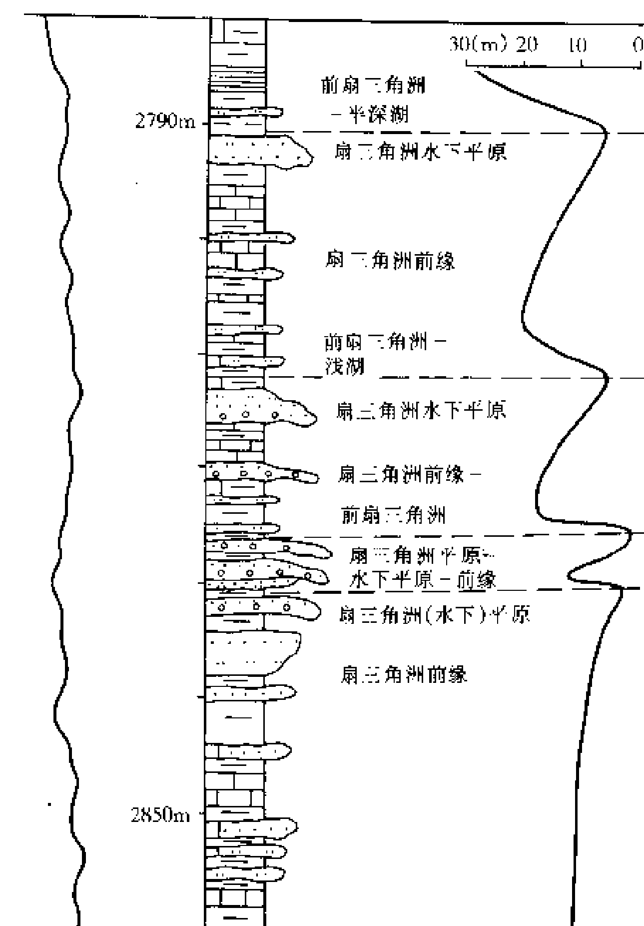


图 9—6　垦 26 井退积式准层序组

湖侵体系域早期持续了一百多万年，晚期持续了四百多万年，湖水面积持续扩大，沉积水体水深持续增加，尤其在晚期形成了大范围厚层生油母岩。

3. 高水位体系域（SI_{TST}）发育期

T_6 反射层沉积结束时，使深水区持续沉降的孤西断层停止活动。虽然凹陷的其它边界断层仍持续活动，但湖平面上升速率受到明显遏制，同时在孤西地区形成了最大的地形高差。高水位体系域发育早期，就渤南地区而言，物源来自孤岛凸起的扇三角洲前缘部位，由于沉积物大量堆积，坡角较大，超过了安息临界状态，沉积物发生大规模滑塌，形成的滑塌重力流顺孤西断槽向深湖区推进，在渤南深湖区形成了湖底扇沉积。陆源碎屑的注入及滑塌

重力流事件的发生使湖水浑浊，在粗碎屑浊积岩不发育的广大深（半深）湖区发育了远源浊积层及一套稳定的高速低电阻泥岩段。在这一时期，古湖盆的欠补偿饥饿状态得到了缓和。在边界断层活动、陆源水系注入及碎屑物质充填等因素的共同作用下，湖平面处于缓慢上升或相对静止状态，湖盆中发育了扇三角洲—湖泊、扇三角洲—湖底扇—湖泊、水下扇—湖泊等沉积体系，主要为一套加积式准层序组。

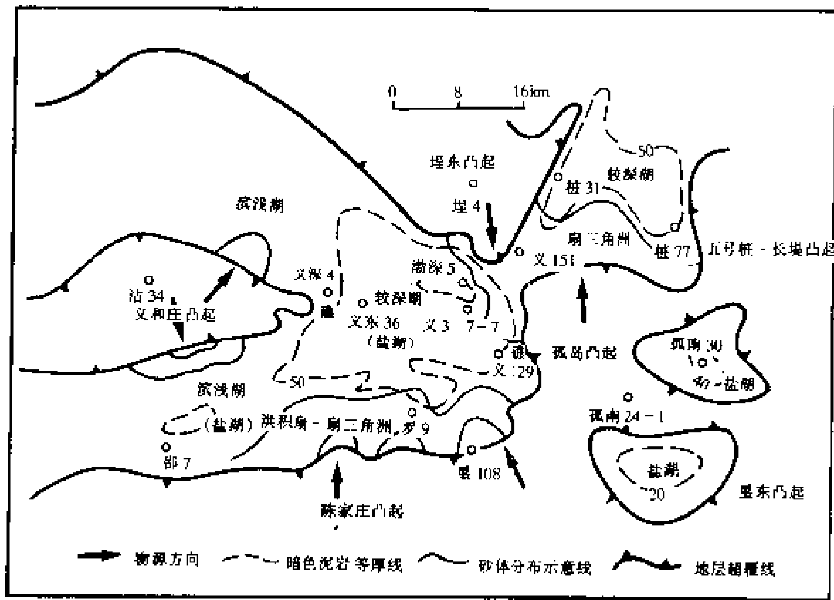


图 9—7　层序Ⅰ湖侵体系域发育早期沉积体系图（等厚线单位为 m，下同）

在经过了短暂的湖平面缓慢上升及相对静止阶段以后，在边界断层活动、古地形陡峻、古气候暖湿等因素的控制下，大量陆源碎屑物质注入湖盆，湖平面开始缓慢下降，古湖泊范围逐渐缩小，湖盆内开始发育推进式三角洲及扇三角洲沉积组合。高水位体系域由发育加积式准层序组转为发育进积式准层序组，这一阶段一直持续到沙二段早期。发育的沉积类型有洪（冲）积扇、扇三角洲、水下扇、三角洲、湖底扇、沼泽化湖泊及正常湖泊沉积等。孤岛凸起、陈家庄凸起、埕南凸起、义东凸起及垦东—五号桩凸起均为重要的沉积物源区，并逐渐由高山峻岭变为低山丘陵，甚至被剥蚀夷平。原先的湖泊沉积区部分出露水面成为无沉积区或剥蚀物源区（图 9—9），地震剖面上可看到顶超或削蚀。

二、层序Ⅱ

沙二中期，古气候干旱，边界断层活动缓和，湖平面间断快速下降，开始发育层序Ⅱ的低水位体系域。

1. 低水位体系域发育期（$SⅡ_{LST}$）

这一时期，在边界断层活动但古地形高差相对较小、干旱古气候等因素的作用下，沾化古湖泊最大限度地萎缩。渤南地区经过长期的沉积物充填，孤西断层早已停止活动，只有埕东、义东等断层尚在活动，主要发育了扇三角洲—浅湖、滨浅湖—滩坝沉积，局部出现干盐湖沉积。罗家地区南部基本处于被剥蚀或无沉积阶段。孤南地区以辫状河（深切谷）—扇三角洲—滨浅湖（以氧化浅湖为主）以及沼泽化浅湖沉积发育为特征，局部地区发育浅湖，并可有风暴沉积。在桩 31 井区（埕东断层东侧下降盘部位）由于埕东断层持续活动，造成该

地区持续沉降，发育有扇三角洲—较深湖沉积。就整个沾化古湖盆而言，古湖泊面积萎缩至极限，南部罗家、孤南地区发现了明显的分隔现象。只有到了晚期，渤南地区才发现了湖平面缓慢上升的迹象。

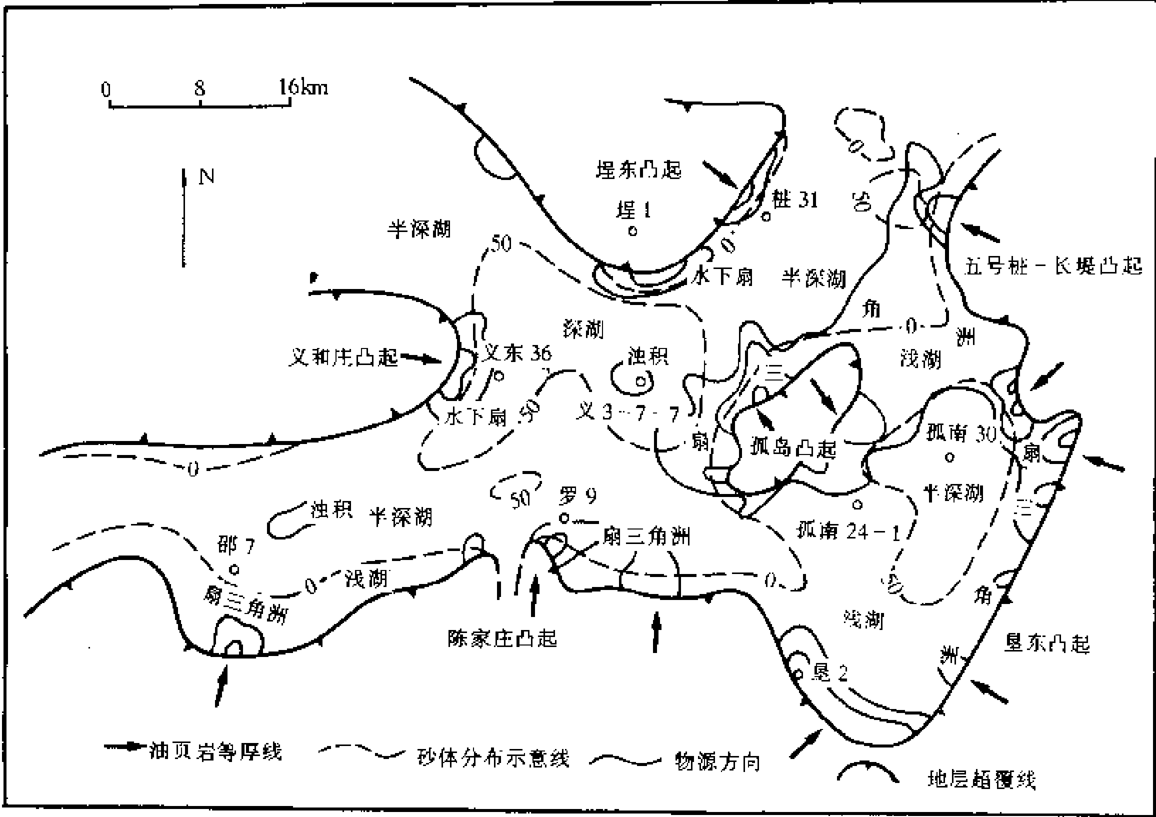


图9—8　T_6反射层沉积期（最大湖泛面）沉积体系图

2. *湖侵体系域发育期*（$S\text{II}_{TST}$）

进入沙一期以后，由于古气候重新变得暖湿，边界断层重新剧烈活动，出现又一次大幅度沉降期（图9—2）。陆源水系供给充分。另外由于古东海陆架海又一次发生了广泛的海侵，造成沾化古湖泊又一次遭到海侵或海泛的影响。从微量元素分析结果看，Sr及B的含量急剧增加，说明水体含盐度发生了事件性的上升。在陆源水系、大气降雨、海侵等因素的联合作用下，该区发生了广泛快速的湖侵，开始发育湖侵体系域。其底界主要为风暴成因（或生物滩成因）的生物碎屑灰岩、油页岩夹白云岩、暗色泥岩、钙质页岩等。4m电阻率曲线上发现了明显高峰（油田称之为“剪刀状电阻率曲线”），这一峰值在沾化全区基本稳定，代表了一次主要湖泛的结果。这一时期，由于湖平面快速上升使全区均发育有厚度不等的深水、较深水泥岩、泥页岩及油页岩。如罗家地区，油页岩或泥页岩直接覆盖于剥蚀面上，造成层序Ⅱ的湖侵体系域直接与层序Ⅱ高水位体系域中部相接触。发育的沉积体系有扇三角洲—湖泊、风暴漫流—近源风暴—远源风暴—湖泊、扇三角洲—风暴—湖泊、较深湖—深湖、水下扇—湖泊、扇三角洲—浊积—湖泊、滩坝—浅湖等沉积体系类型。该期沉积的层位相当于沙一下段。其顶界为油页岩的顶，从地震剖面上可识别出全区分布稳定的T_2反射层，其上部同相轴即为这套低速高阻油页岩的强反射；而其顶界即为最大湖泛面，也是湖侵体系域

的顶界和高水位体系域的底界。

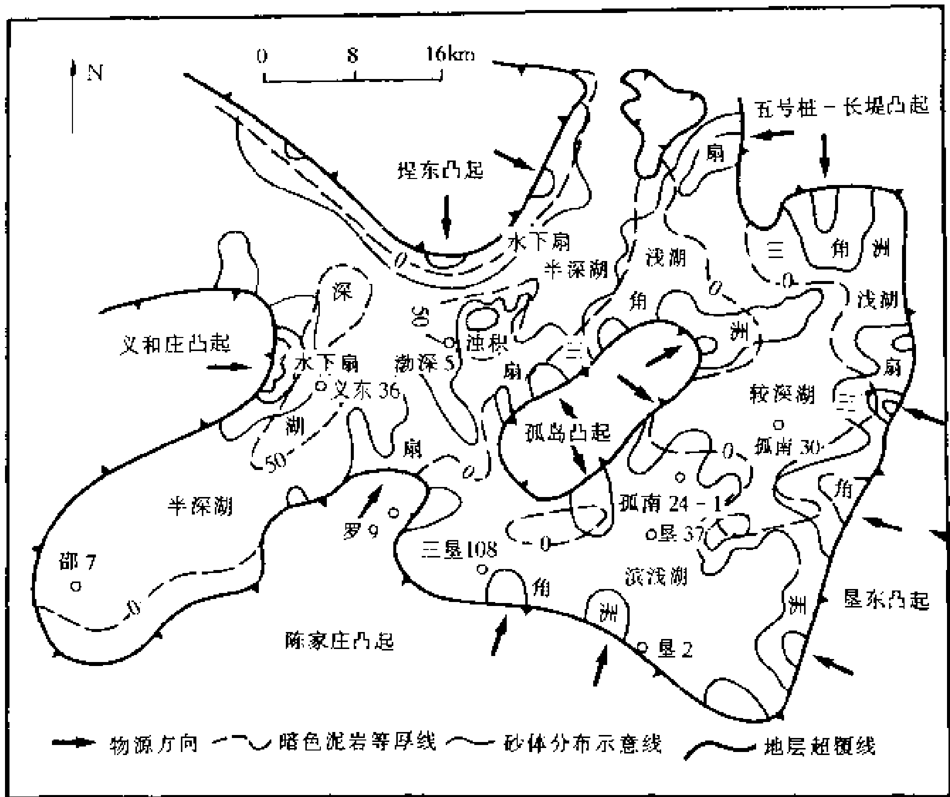


图9—9 层序Ⅰ高水位体系域发育晚期沉积体系图

3. 高水位体系域发育期（SⅡ$_{HST}$）

随着海侵影响及大量淡水注入作用的结束，沉积物充填作用的持续进行，在发育最大湖泛面以后开始发育高水位体系域。此后，古气候在暖湿前提下开始逐渐向干湿交替转化，主要边界断层虽然持续活动，但强度逐渐降低。湖平面经过一段短暂的相对稳定时期后开始缓慢下降，直到东营组早期层序Ⅱ发育期结束。层序Ⅱ高水位体系域发育期，发育的沉积类型有扇三角洲—湖泊、三角洲—湖泊、滩坝—浅湖、较深湖—深湖沉积等。

层序Ⅱ持续发育时间约6Ma左右，与层序Ⅰ持续发育时间相比要短得多。

第六节 沾化古湖平面升降控制因素

古湖平面升降控制因素比海平面升降要复杂得多，而且不同演化时期各具特色。

一、构造作用

1. 张性正断层活动造成湖盆强烈拉张断陷，利于陆源水系注入并蓄水，湖平面上升，可容空间增大。我国东部断陷湖盆中边界断层及盆地内部主要张性同生断层的活动对湖盆的发生和消亡、湖平面升降均起着主要的控制作用。构造演化控制了体系域的发育及演化。例如沙四晚期至沙三早期，控制沾化古湖盆主体水深的孤西断层持续活动，发生持续大规模湖侵，湖平面持续快速上升，直至最大湖泛。此后由于孤西断层停止活动，湖平面转为缓慢上

升、相对静止及下降。另外，张性正断层活动形成陡峻的古地形，也利于陆源水系的注入，影响湖平面升降。

2. 构造演化时间控制了层序发育的时间。在构造演化控制下，沾化凹陷层序Ⅰ的发育持续了14Ma左右。在Exxon全球海平面升降图上，基本的旋回是第三级旋回（平均历时约3Ma），它们叠合成第二级旋回（平均历时9～10Ma）。沾化凹陷层序Ⅰ所持续的时间看起来似乎与第二级旋回相当，事实上层序Ⅰ在本区地层发育中仍属于一个基本旋回（图9—2）。在古构造、古气候、古物源供给及古湖平面升降等因素的控制下，古湖泊沉积地层中的基本旋回发育持续时间长，而且沉积厚度大。

3. 湖盆中构造活动十分复杂，导致了湖泊层序地层学研究的复杂化。沾化凹陷层序Ⅰ高水位体系域发育晚期，湖平面下降，湖泊面积整体缩小。但在局部构造区，如埕东地区（图9—9），由于埕东断层的持续活动，造成局部湖泊水体变深，湖平面相对上升或相对静止。因此在进行湖泊层序地层学研究时，要有湖盆整体概念，不为局部特殊情况所限，这样才能科学地建立湖泊层序地层格架。另外，海相层序地层学研究的许多实例来自被动大陆边缘地区，而湖盆中斜坡部位坡度相对较大，张性正断层断面坡度更陡，下面两种情况必须考虑：一方面最大湖泛面在断层面附近特征不明显；另一方面，低水位体系域发育了斜坡扇及局限湖泊沉积，地震剖面上表现为杂乱反射或空白反射。

二、古气候

潮湿气候形成陆源水系发育、大气降雨量大和水体不易蒸发等条件，伴随构造活动而造成湖盆中可容空间增加及湖平面上升，以发育退积式准层序组为特征。反之，在干热气候条件下，淡水供给不足及蒸发作用造成湖平面下降，以发育进积式准层序组及剥蚀不整合等为特征。

三、古沉积物供给

在古构造活动、古气候及古地形等因素控制下，大量母岩风化产物注入湖泊，使沉积物供给及沉积速率增加，造成可容空间相对减少，出现补偿或过补偿状态，湖平面相对下降，发育加积式或进积式准层序组。反之，沉积物供给不足，湖盆处于欠补偿饥饿状态，造成可容空间快速增加，湖平面快速上升，发育退积式准层序组。

四、古海侵

沾化凹陷沙四段早期发育的干盐湖在沙四晚期发生淡化，同时海水侵入，在陆源碎屑供给相对不足的义东及义129井区发育了斑点状藻礁。沙四段晚期湖平面处于快速上升阶段。另外，沙一段早期在湖平面快速上升的同时出现的湖水咸化也与海侵有关。

第七节　渤南地区密集段沉积学研究

密集段（CS）一般持续发育时间很长，其沉积成因具有其独特性。在层序Ⅰ及层序Ⅱ中均有各种密集段的发育。本节针对渤南地区层序Ⅰ中典型发育的两种密集段（即湖侵体系域顶部密集段及高水位体系域底部密集段）其沉积成因做一探讨。

渤南洼陷位于沾化凹陷中部，东邻孤北洼陷及孤岛凸起，北靠埕东凸起，南为罗家鼻状构造，西为四扣洼陷。尤其北及北东方向是埕南及孤西断层下降盘的交汇，为盆地的沉降中心及沉积中心，整体为一北陡南缓的箕状洼陷（图9—10）。

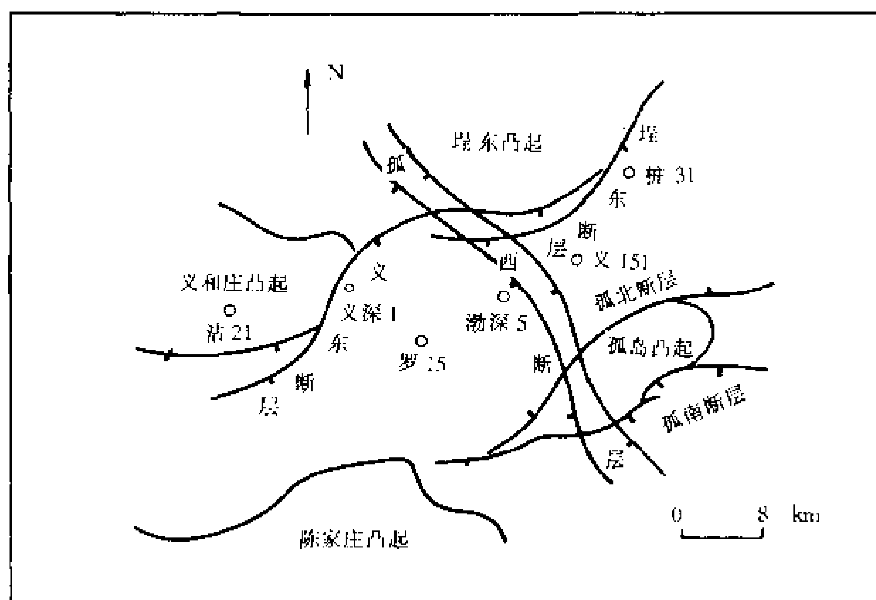


图9—10　渤南洼陷构造—井位略图

层序Ⅰ湖侵体系域顶部相当于油田所划分的沙三下段第10砂组油页岩层（T_6反射层），其顶界全凹陷稳定。本节所讨论的高水位体系域底部即最大湖泛面以上的一套浊积岩—稳定泥岩及油页岩—泥页岩沉积层，相当于油田所划分的沙三段第9砂组及第8砂组下部。我们的最大湖泛面深度数据与油田分析结果相近，而且三个砂组特征不一，因此，本节以第10、9、8砂组分别叙述。另外，孤岛凸起被埋藏以前出露的老地层主要是中生界的碎屑岩和喷出岩，以及上古生界的碎屑岩和下古生界的碳酸盐岩，经过物源对比发现，渤南地区两种密集段沉积期主要物源均来自孤岛凸起。

一、沉积特征

1．物质成分

自第10砂组到第8砂组，渤南大部分地区均以细碎屑岩沉积为主，只有孤岛凸起边缘地区及孤西断层下降盘部位发育了中、粗碎屑岩。其中，第10砂组以油页岩沉积为主，第9砂组在孤西断层下降盘部位以粗碎岩沉积为主，第8砂组以细碎屑岩及粗碎屑岩均较发育为特征。

（1）第10砂组　油页岩X—衍射分析结果（表9—3、表9—4）表明，其主要矿物组成有石英、粘土矿物及方解石，另外还含有一定量的长石、黄铁矿及菱铁矿。粘土矿物以伊利石及伊/蒙混层粘土为主。扫描电镜下可见到钾长石溶蚀后淋滤出粘土矿物、还见菱铁矿、莓球状黄铁矿、方沸石及石英溶解等现象。在偏光显微镜下可见到油页岩样品中含有丰富的黄铁矿及大量暗色有机质。砂岩以长石砂岩及岩屑质长石砂岩为主。其中，长石有钾微斜长石、斜长石及正长石，岩屑有中及酸性喷出岩、泥岩、粉砂岩、变质石英岩、细粒石英岩、灰岩及脉石英岩等类型，砂岩的成分成熟度差。显然，油页岩反映了深水条件下的缓慢沉积成因，而中、粗碎屑岩则反映近距离搬运、沉积速率快、事件性沉积等特点。

表 9—3 X—衍射全岩分析结果（矿物含量为百分含量）

	岩石名称	石英	方解石	白云石	长石	黄铁矿	菱铁矿	粘土矿物
第 8 砂组	深灰色泥岩	29	34	4	6	4		23
第 9 砂组	深灰色泥岩	46			15		10	29
第 10 砂组	油页岩	28	17	3	8	5	7	32

表 9—4 X—衍射粘土矿物分析结果（矿物含量为百分含量）

	高岭石	绿泥石	伊利石	伊/蒙混层	蒙皂石混层比
第 8 砂组	0.6	0.7	69.8	28.9	20
第 9 砂组			74.7	26.3	20
第 10 砂组			65.8	34.2	20

（2）第 9 砂组　第 9 砂组深灰色泥岩以石英、长石、粘土矿物及菱铁矿为主（表 9—3），粘土矿物也以伊利石及伊/蒙混层粘土为主（表 9—4）。在扫描电镜下，可见一钾长石大颗粒被周围一些细小的石英及粘土矿物支撑的似斑状构造。在偏光显微镜下，中、粗碎屑岩物质成分与第 10 砂组相似。孤西断槽中的中、粗碎屑岩中杂基含量略有增加。在中、粗碎屑岩少或没有分布的半深湖及深湖区主要发育深灰色泥岩，反映了湖水浑浊及悬浮降落沉积成因。

（3）第 8 砂组　第 8 砂组深灰色泥岩矿物组成以石英、方解石、粘土矿物为主（表 9—3），另见长石、黄铁矿及白云石。粘土矿物以伊利石及伊/蒙混层粘土矿物为主，还有少量高岭石及绿泥石（表 9—4）。在扫描电镜下可见莓球状黄铁矿、石英溶蚀、斜长石溶蚀、方解石溶解、铁白云石及绿泥石等。在偏光显微镜下，中、粗碎屑岩矿物成分与第 9、10 砂组相似。中、粗碎屑岩少或没有分布的深湖区发育有油页岩及深灰色泥岩，有机质丰富。

从沉积成分分析可以看出，渤南地区第 8、9、10 砂组沉积物源主要来自孤岛凸起。

2. 沉积结构及沉积构造

砂岩中颗粒分选中等—较差，砾岩及砂砾岩分选差，岩心中可见似斑状结构。颗粒普遍以次棱角状为主要特征，少数颗粒为中等圆度及棱角状。第 10 砂组概率曲线有二段式及三段式等，第 8、9 砂组概率曲线可有单段上凸孤线式、单线段式、二段式及三段式等类型，而且直线段平缓，反映分选差。

沉积构造丰富多样，岩心中可见到多种流动成因的沉积构造（包括水平层理、波状层理、斜坡状层理、槽状交错层理、透镜状及压扁层理、递变层理、块状构造、槽模、沟模、底冲刷及顶截切等类型）、同生变形构造（包括重荷模、火焰构造、球枕构造、碎屑岩脉、变形层理、滑塌角砾等）、生物成因构造（包括生物潜穴、扰动及牧食迹等），以及冲刷再沉积泥砾及泥岩撕裂屑等沉积特征。尤其是第 9 砂组中发育了大量的重力流成因及滑塌变形成因的沉积构造。

3. 古生物特征

已发现的化石有介形类（包括脊刺华北介、小型拟星介、伸长纺缍玻璃介及原始华北介等）、腹足类的扁平高盘螺及鱼类、植屑等，以适应深水环境的物种为主。

4. 地球物理及地球化学特征

① 第10砂组油页岩为低速高阻油层，在地震剖面上表现为一全区可稳定追踪且分布最为广泛的强反射轴（T_6 反射层）。第9砂组除了发育中、粗碎屑岩外，发育了一套稳定的高速低阻泥岩段，地震剖面上主要表现为空白反射道。第8砂组下部往往发育了一套低速高阻油页岩或泥页岩段（泥岩），地震剖面上为强反射轴，但连续性及分布范围小于第10砂组。中、粗碎屑岩段的自然电位曲线往往以钟形为特征，在第10砂组及第8砂组中可见到箱形及漏斗形等形态。

表9—5　微量元素分析结果

	Fe 10^{-2}	Mn 10^{-2}	Co 10^{-3}	Ni 10^{-3}	Zn 10^{-3}	Sr 10^{-2}	Ba 10^{-2}	Ca 10^{-2}	Mg 10^{-2}	Li 10^{-3}	Rb 10^{-3}	K 10^{-3}	Na 10^{-3}	B 10^{-4}
第8砂组	2.51	5.82	1.63	5.88	11.5	3.33	6.05	4.16	8.91	4.93	8.38	1.47	8.57	34.6
第9砂组	3.13	2.96	1.75	3.91	6.18	2.28	9.61	3.37	1.82	2.55	12.9	3.88	1.2	57.5
第10砂组	3	9.31	1.75	4.28	15.8	31.2	9.34	18.2	8.97	1.84	9.28	2.84	0.75	48

② 有机地球化学分析结果表明，渤南地区第10砂组有机质丰度平均为6.0%左右，最高可达7.0%以上；第8砂组有机质丰度平均5.0%左右，最高可达6.0%以上；微量元素分析结果表明（表9—5），第9、10砂组沉积期，湖泊水体最深，以微咸—淡水为特征；第8砂组沉积期，湖泊水体淡化，而且湖平面略有降低。

二、沉积学及洼陷充填方式

沙三早期，在张性正断层持续活动及暖湿古气候等因素控制下，断陷湖盆不断沉降，陆源水系不断注入，使古湖泊范围持续扩大，古湖平面持续上升。单井沉积相分析结果表明，第10砂组主要为一套深湖（半深湖）相油页岩夹少量浊积岩，孤岛凸起边缘地区发育有扇三角洲沉积；第9砂组发育有深湖（半深湖）相泥岩、扇三角洲、滑塌重力流沟道及湖底扇沉积；第8砂组发育有扇三角洲、湖底扇及深湖（半深湖）油页岩或泥页岩沉积，而且第10砂组油页岩分布比第8砂组广泛。渤南地区自沙四早期开始接受沉积，直到沙二中期湖泊萎缩至极限。第10砂组沉积期的湖泊达到最大湖泛，即第10砂组顶界为最大湖泛面。第9、8砂组沉积期，由于孤西断层停止活动及沉积物大量供给等因素影响，古湖平面处于缓慢上升或相对静止至相对缓慢下降期，古湖泊范围逐渐缩小。也就是说，第10砂组属于湖侵体系域上部，而第9、8砂组则属于高水位体系域下部。

1. 第10砂组沉积期

由于促使渤南地区持续沉降的大断层——孤西断层北东方向的地形高差不断增加，直到第10砂组沉积末期，孤西断层活动基本停止，地形高差逐渐达到最大，并形成了清晰的北西—南东向大断槽。来自孤岛凸起的陆源水系或洪积扇携带了大量沉积物，在低密度湖水之下产生底流，并在湖泊边缘地区由于快速三维混合作用而快速堆积，从而形成扇三角洲沉积。同时，随着扇三角洲前缘部位堆积的沉积物不断增多，使部分沉积物超过了安息状态而

发生滑塌，形成滑塌底流，可将粗碎屑物质沿孤西断槽带到湖盆深处（图9—11）。

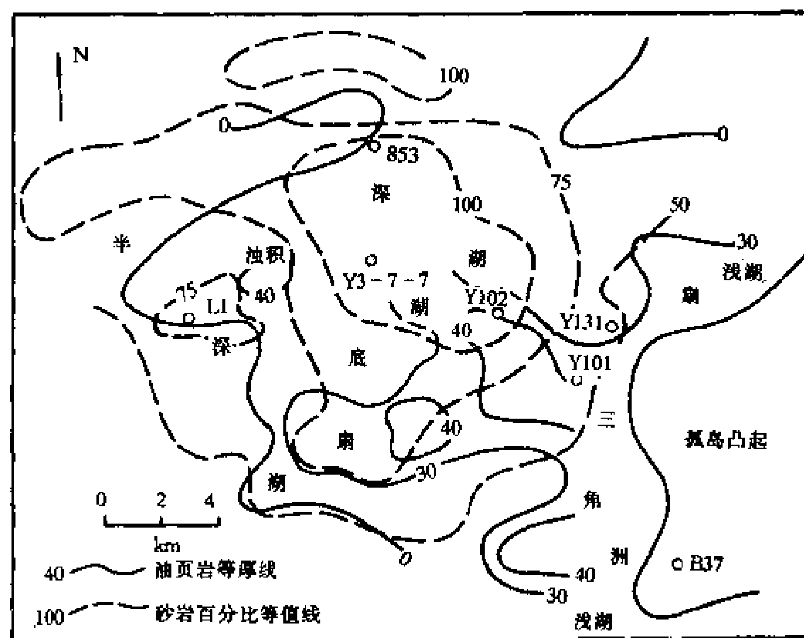


图9—11　第10砂组沉积期沉积环境和沉积体系

第10砂组沉积期，滑塌作用不发育，在湖盆深处只有少量浊积岩（滑积岩）分布。

沙三段沉积期，本区处于北部亚热带，古气候暖湿。在第10砂组沉积期，湖水以淡水为主要特征，湖泊水体分层主要受温度控制，盐度分层不明显。渤南古湖泊主要受季节性温度变化影响，而出现上部湖面温水层及下部密度较大的湖底静水层，中间由温跃层隔开。同时，上部层富氧，加上陆源水系充足并带来大量营养物质，造成上部水中生物的大量繁衍。悬浮有机物的沉积导致下部静水层缺氧，利于有机物质的沉积和保存。来自孤岛凸起的密度较低的淡水表面喷流（或羽状表流）以不断变细的形式向湖盆北部方向分散细粒悬浮物质。在存在层间流的情况下，在温跃层顶部出现湖流，细粒沉积物被分散到湖底的广阔区域，最细的保留在温跃层内。在湖水对流期（一般为季节性的）形成纹层状细粒沉积物沉积（图9—12），在第10砂组岩心中可见丰富的页理、季节性纹层等标志。

第10砂组沉积期，渤南地区的沉积作用及盆地充填形式有如下特点：

①沉积作用包括有机沉积作用及无机沉积作用。其中，有机沉积作用最为发育并以形成优质的生油气源岩沉积为特征。

②湖流形式有表面喷流、层间流及底流。受季节性变化、可容空间持续增大以及深水区域不断扩大等因素的影响，形成了最广泛分布的纹层状泥岩及油页岩。

③流体类型可有牵引流、碎屑流及滑塌重力流等，其中滑塌重力流沉积发育很少。

④洼陷充填形式有悬浮搬运、垂直降落以及侧向推移及沉积等形式。在古湖泊大部分地区，充填方式以悬浮搬运、垂直降落充填为主。

2．第9砂组沉积期

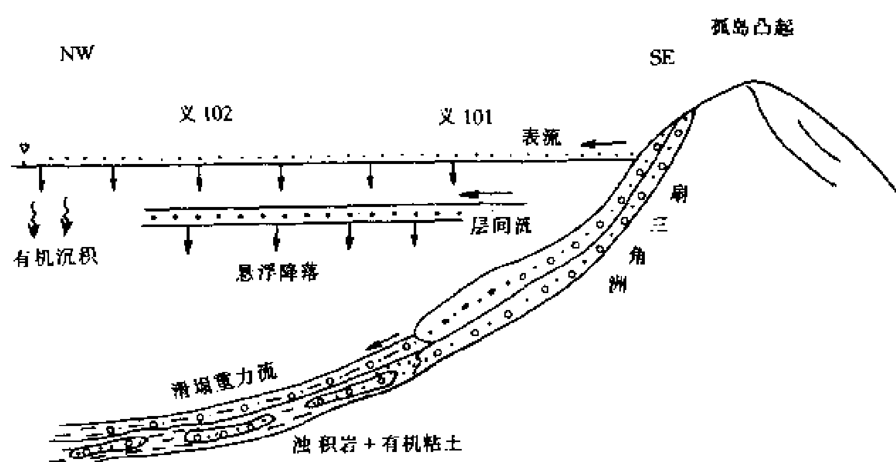


图9—12 第10砂组沉积期洼陷充填模式

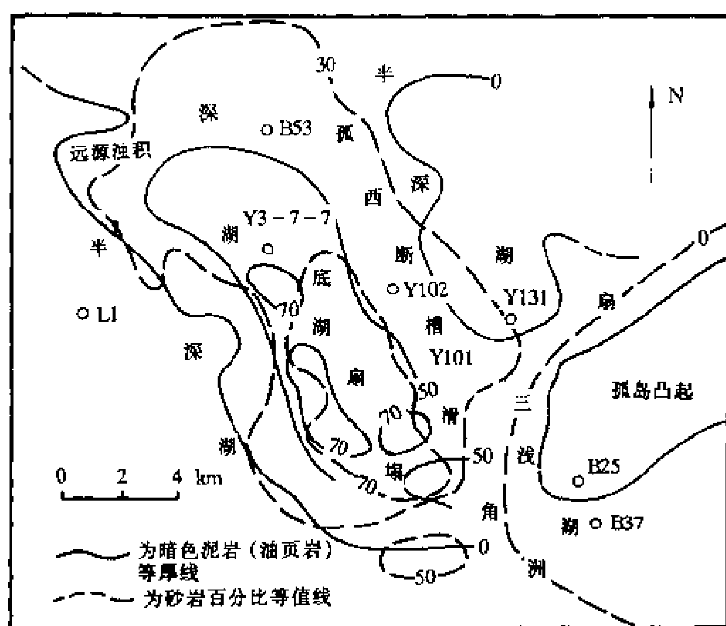


图9—13 第9砂组沉积期沉积环境和沉积体系

第9砂组沉积初期，孤西断层停止活动，出现了最明显的断崖陡坡及断槽古地形。同时在凸起斜坡上堆积的扇三角洲前缘沉积物大部分超过了安息—滑塌临界状态，发育了强烈的扇三角洲前缘滑塌重力流。滑塌重力流以碎屑流为特征，主要沿孤西断槽自南东向北西方向推进，并在湖盆深处发育湖底扇沉积。其中，主沟道、辫状沟道等重力流水道均位于孤西断槽之中（图9—13）。

第9砂组沉积期，古湖泊沉积作用及洼陷充填形式与第10砂沉积期相比有着明显区别（图9—14)。

①沉积作用以无机沉积作用为主，在粗碎屑沉积不发育处也伴随有有机沉积作用。

②湖流类型以发育高密度粗碎屑底流为特色，表层重力流（层间流及表流）在粗碎屑底流不发育区悬浮搬运、垂直降落而形成一套高速低阻泥岩沉积。由于陆源水系注入及滑塌作用，造成古湖水中浊度增加，为广泛分布的稳定泥岩段形成提供物质基础，同时不利于生物繁衍。

③洼陷充填方式以块体流快速搬运并快速堆积以及细粒递变悬浮物质垂直降落充填为主，以重力流沉积为特征。

3． 第8砂组沉积期

第9砂组沉积期的快速而广泛的事件性充填使古湖泊已进入了高水位体系域发育期。在第8砂组沉积期，湖平面开始缓慢下降，物源来自孤岛凸起的扇三角洲开始向原先的深湖（半深湖）区推进（图9—15），洼陷中的沉积作用及充填方式出现了多种类型并存的格局（图9—16）。

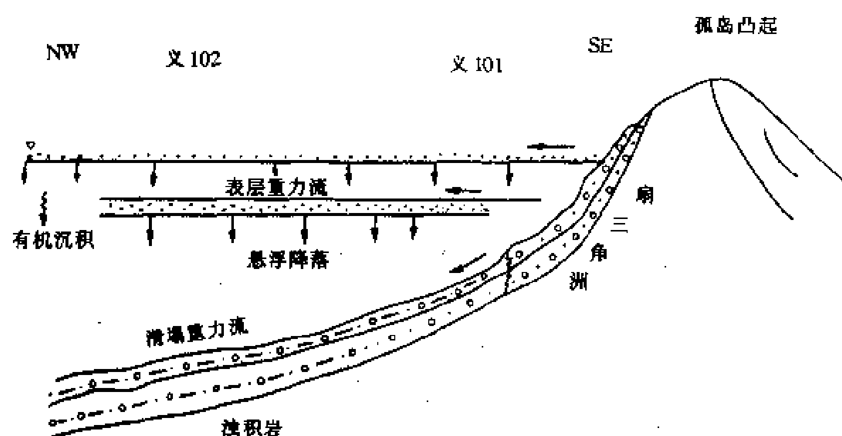


图9—14 第9砂组沉积期洼陷充填模式

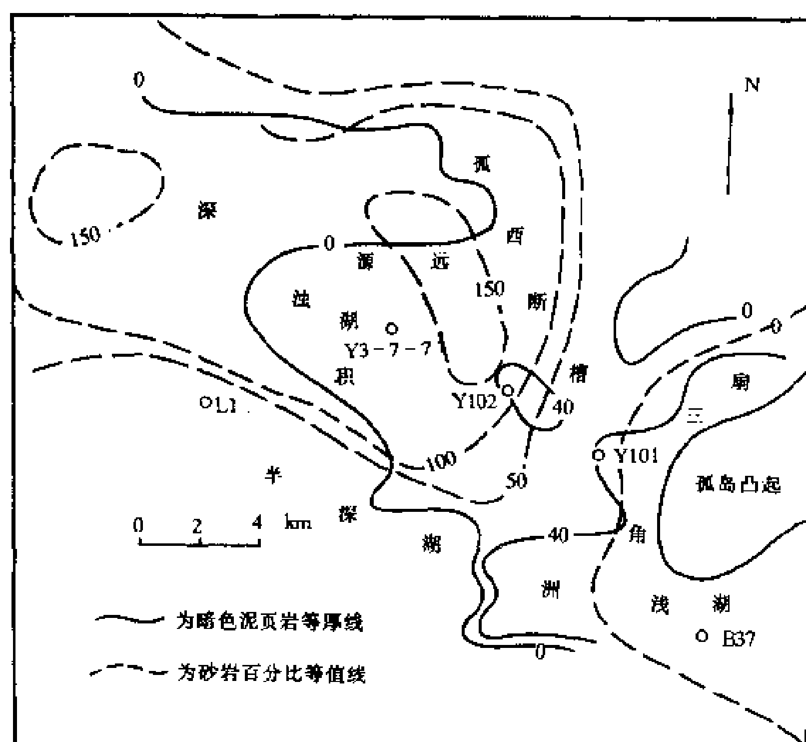


图9—15 第8砂组沉积期沉积环境和沉积体系

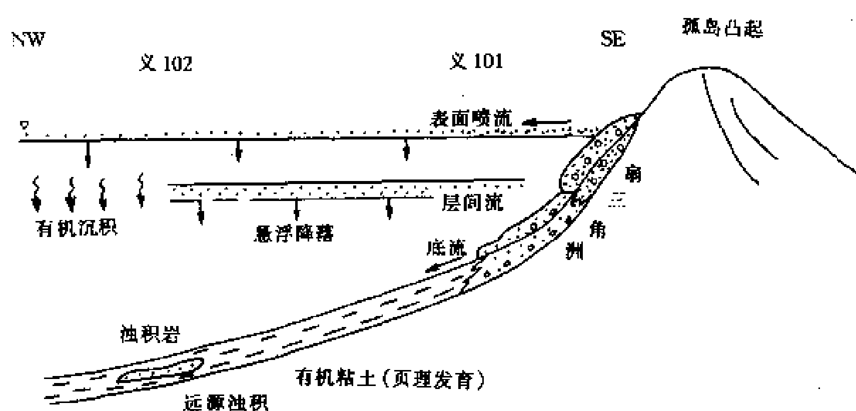


图9—16　第8砂组沉积期洼陷充填模式

①有机沉积作用及无机沉积作用均较明显。其中，有机沉积作用在早期比较发育。

②湖流类型与第10砂组沉积期相似。由于深湖区范围仍然较大，因而形成较为广泛的油页岩与油泥岩，但其分布范围小于第10砂组。

③由于坡度相对变缓，古湖平面缓慢下降等因素的影响，扇三角洲开始向湖泊中央推进，同时在扇三角洲前缘敏感部位也发育有滑塌重力流，并在湖盆深处形成浊积岩。

④流体类型以牵引流及重力流兼有为特征。

⑤洼陷充填方式以悬浮载荷垂直降落及推移载荷侧向堆积充填并存，而且均较强烈为特征。另外，随着充填速度的增大，可容空间逐渐减小，古湖泊中出现了补偿甚至过补偿状态。

第十章　滩海地区下第三系高分辨率层序地层学研究

胜利油区在陆上勘探开发已达到了一定的程度，滩海（浅海）地区已成为新的勘探目标，继而发现了孤东油田、长堤油田、飞雁滩油田、埕岛油田等大一中型油气田。但由于受滩海地区其特殊的自然地理条件的限制，特别是在海岸线以外的极浅海领域，地震测线密度较稀，钻井较少，勘探程度较低（尤其是在黄河口凹陷、青东凹陷等构造单元内）。因此，应用层序地层学这一有效手段，对滩海地区下第三系地层格架、生、储、盖有效的时空配置进行研究，意义十分重大。

第一节　地质概况

胜利油田滩海地区地处渤海海域西南沿岸，有利勘探岸线长达540km，0～5m水深勘探面积达1946km^2，沿岸海域主要包括垦东—青坨子凸起、黄河口凹陷（桩东凹陷）、埕子口凸起、埕北凹陷、埕北低凸起、青东凹陷等构造单元。

浅海区域已发现垦东凸起披覆构造高部位上第三系含油层位的新滩油田，控制含油面积××平方公里，石油地质储量××万吨。埕北低凸起东南端的埕岛油田共有五套含油层系（Nm，Ng，Ed，Es_1，Mz）。

海域地震测线达9 ,112km，覆盖面积达3 ,000km^2，三维地震区主要集中在埕岛油田及其附近地区。

一、构造格局

滩海地区地处济阳坳陷与渤中坳陷构造单元过渡带，埕子口凸起、桩西—孤东构造带使沾化凹陷与埕北凹陷、黄河口凹陷相隔。郯庐断裂中段的沂沭断裂切割地壳最深，以渤中坳陷最为明显，因此，渤中坳陷、济阳坳陷受其影响最大，构造线走向呈NEE向。就研究工区而言，主要表现为济阳坳陷构造单元的继承性，但也具有一定的过渡带特征。

由于印支、燕山和喜山期的构造运动，形成了工区凹凸相间的构造格局，凹陷为北断南超的箕状构造。埕北低凸起、埕北凹陷、黄河口凹陷为NW向展布，垦东凸起为NEE向展布。工区内下第三系断裂系统发育，均属张性正断层。埕北低凸起西南侧主控断层为雁行状排列的NE向正断层，直接控制埕北凹陷下第三系的沉积作用。南部垦东凸起南侧主控断层为NEE走向，控制了青东凹陷下第三系的沉积作用。

二、地层

沙河街组第四段（Es_4）主要发育在黄河口凹陷北部及桩西凹陷，最厚处可达450m以上，其次在埕北凹陷及埕北低凸起斜坡带也有沙四段发育。垦东凸起、埕北低凸起大部分地区缺失沙四段。本段岩性以紫红色、杂色泥岩、砂岩互层为特征。

沙河街组第三段（Es_3）在桩西凹陷、五号桩—孤东构造带最为发育，厚达800m以上，埕北凹陷南部可达400m以上，埕北凹陷北部、黄河口凹陷等大部分地区也可达200m以上，分布较广。垦东凸起及埕北低凸起部分地区缺失沙三段。本段岩性以湖相暗色砂、泥岩为特征，主要为灰色、深灰色泥岩夹砂岩、油页岩、灰质砂岩。超覆在凸起边缘的沙三段常常缺

失底部地层。

沙河街组第二段（Es_2）在埕北凹陷、桩西—孤东构造带、黄河口凹陷及埕北低凸起南斜坡均有分布，厚度较薄。下部地层为灰绿色、灰色泥岩与砂岩互层，可见有油页岩。上部地层以砂、泥岩互层为特征，夹有少量紫红色泥岩。

沙河街组第一段（Es_1）与沙二段上部连续沉积，分布面积广泛，厚度不大，除了垦东凸起、埕北低凸起北部以外，工区内均有分布。岩性以灰色、暗色泥岩、油泥岩、生物碎屑灰岩及油页岩为主，下部夹有少量砂岩。

东营组（Ed）分布广泛，除垦东凸起以外，覆盖整个工区，厚度分布较为稳定。岩性以灰绿色、灰色及少量紫红色泥岩与砂岩、砾状砂岩不等厚互层。

三、岩石学特征

1. 岩石类型及结构特征

工区内下第三系以碎屑岩类及粘土岩类为主，偶见生物碎屑灰岩、白云质灰岩。碎屑岩类以砂岩、杂砂岩、粉砂质砂岩及砾状砂岩、砾岩为主，均为较好的储层。砂岩中长石和岩屑成分含量较高，多为长石砂岩及长石质岩屑砂岩（表10—1，图10—1），主要分布在沙四段及东营组中。砾状砂岩、含砾砂岩主要分布在东营组二段上部、沙二段上部及沙四段地层中。

砂岩中碎屑成分以石英为主，其次是长石和岩屑。砂岩的结构成熟度低，颗粒多为次棱角状，次圆状者较少，分选性中—好，粒度平均值0.2～0.5mm。胶结物含量多于杂基含量。杂基主要成分是粘土，胶结物以硅质、碳酸盐矿物为主。

低成分成熟度和低结构成熟度反映了短距离搬运和高密度底流的快速沉积特点，是重力流沉积的标志。

下第三系砂岩粒度概率曲线有五种类型：

（1）上凸孤形　曲线各点之间逐渐过渡，成为一平缓上凸的孤形曲线。悬浮次总体占整个粒度分布的大部分。粒度区间大，可以从 -1Φ 至 6Φ，分选差。反映递变悬浮搬运快速堆积，是重力流沉积的曲线特点。在递变层理砂岩、块状层理砂岩及平行层理砂岩中多见此类曲线。

（2）二段型　曲线主要由跳跃次总体和悬浮次总体构成。以悬浮次总体为主，含量60%～70%，倾角40°～50°；跳跃次总体含量20%～40%，倾角70°～80°，分选好。

（3）二段过渡型　曲线除跳跃、悬浮次总体之外，两者之间还有一明显的过渡带。过渡带含量20%～30%，倾角30°～50°；分选中等；跳跃次总体含量20%～30%，倾角为10°～30°，分选差。这类曲线反映重力流能量下降过程中，伴有牵引流作用。较粗粒级的颗粒经重力分异构成的跳跃组分，随流速减慢，负载快速堆积形成了分选较差的递变悬浮段，负载快速堆积形成了分选较差的递变悬浮段（即过渡段），连接于跳跃次总体与悬浮次总体之间，组成了这种特殊的粒度概率曲线。

（4）三段型　由滚动次总体、跳跃次总体、悬浮次总体三部分组成。滚动次总体含量1%～2%，倾角45°，分选中等；跳跃次总体含量40%～60%，倾角70°～80°，分选好；悬浮次总体50%～60%，倾角10°～20°，分选中等。反映了牵引流的沉积特征。

（5）多段型　主要由跳跃次总体和悬浮次总体组成。悬浮次总体多于跳跃次总体。悬浮次总体含量50%～60%，倾角10°～30°，分选差。跳跃次总体含量40%～50%，倾角70°～80°，分选中等。反映了重力流的沉积特征。

表 10—1 砂岩组构特征

井号	陆源碎屑（%）			磨圆度	分选性	胶结类型	杂基
	石英	长石	岩屑				（%）
XZ305	20-25	25-36	25-50	棱角状	差-中等	孔隙式	1-20
CB5	44-48	30-36	16-21	次棱角	较好	孔隙式	5-16
CB14	36-46	31-38	18-26	棱-次棱角状	中-较好	孔隙式	5-30
CB12-2	37-44	29-36	21-30	次棱角状	中-差	孔隙-接触	3-9
CB24	42-44	24-39	17-38	次棱角状	中-差	孔隙-基底	5-8
CB21	40-44	26-41	13-16	次棱角状	中-差	孔隙式	2-5

下第三系砂岩的C—M图具有下列特征：

①PQ段以悬浮搬运为主，但含有少量滚动搬运组分（由上游至下游C值变化，而M值不变），说明随着地质营力的变化，越向下游滚动组分的颗粒直径越小。

②RS段代表均匀悬浮，是粒径和密度不随深度变化的完全悬浮，是递变悬浮之上的上层水流搬运方式。在弱水流中可能不存在递变悬浮，而是由均匀悬浮直接与床底接触。均匀悬浮的物质主要为粉砂和泥质的混合物，最粗粒度为细砂。

③QR段代表递变悬浮，它一般位于水流底部，由于涡流发育造成递变悬浮搬运。在流体中悬浮搬运，流体中悬浮物质由下向上粒度逐渐变细，密度逐渐变低。递变悬浮沉积物质主要是含砾中砂岩、中砂岩及中—细砂岩。

根据C—M图的图形显示，为重力流与牵引流同时存在的沉积特点，如图10—2。

灰岩主要分布在沙四段上部、沙三段下部，沙三段上部有少量鲕状灰岩，沙二段上部见少量白云质灰岩及生物灰岩，沙一段中下部见生物碎屑灰岩及内碎屑灰岩，螺化石丰富，含油，为良好的储层。油页岩主要分布在沙一段、沙三段地层中，深褐色，页理发育，平面上分布稳定。

2. 沉积构造

沉积构造是沉积岩中最常见且又最易观察描述的主要特征之一，原生沉积构造是解释沉积环境的重要证据。研究沉积构造有助于确定沉积物搬运与沉积的方式、沉积介质的性质以及流体的动力条件，恢复沉积盆地中的古水流，以及推测沉积岩的物理、化学变化。按照形成机理可将沉积构造分为物理成因、化学成因及生物成因的三大类型，在工区地层中尤为丰富的是物理成因的沉积构造。见有反映牵引流水流机制的各种交错层理，也见反映重力流水流机制的递变层理、块状层理等，以及各种变形层理，同时也有生物成因构造等。

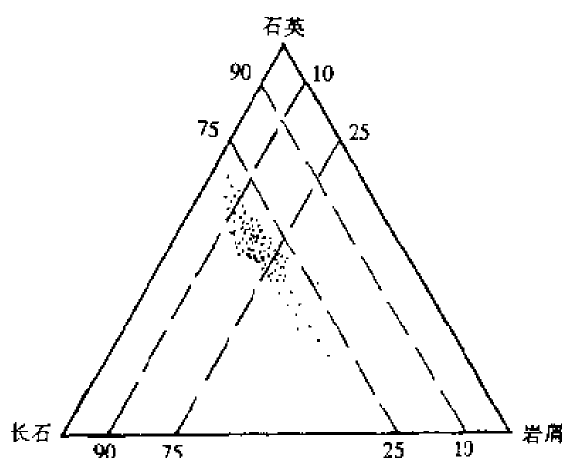


图 10—1　潍海地区下第三系砂岩成分分类图

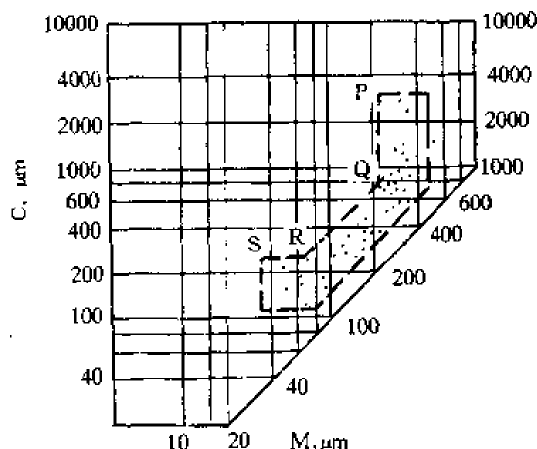


图 10—2　潍海地区下第三系砂岩 C—M 图

下面只把工区内常见的层理类型作一描述。

(1) 水平层理　这种层理在本区泥岩中较为常见，其特点是纹层呈直线状互相平行，且平行于层面。一般认为这种层理是在比较稳定的水动力条件下，物质从悬浮介质中沉淀而成。多在细粒的粉砂质和泥质中出现，并可见片状矿物、碳屑及植物碎片顺层排列。

(2) 交错层理　这类层理的出现主要反映牵引流水流机制的沉积环境。本区出现的交错层理类型有板状交错层理、槽状交错层理、楔状交错层理、波状层理及规模较小的上攀层理。

(3) 脉状层理、波状层理及透镜状层理　这种层理是一种由砂质、泥质共同沉积形成的复合层理。这种复合层理的形成说明环境有砂泥供应，而且水流活动期和水流停滞期交替出现。这种复合层理大部分发育在粉砂岩、泥质粉砂岩与泥岩、粉砂质泥岩互层的地层中，在湖相三角洲前缘中较为常见。

(4) 平行层理　纹层呈直线状互相平行且平行于层面，纹层厚 1～3mm 左右，属急流态的沉积产物。纹层可以通过暗色矿物或泥质含量、粒度、含油性不均的变化或植物屑的顺层分布而显现出来。

(5) 块状层理　块状层理是一种在层内物质组分和结构上无差异、不显任何纹层构造的层理。一般认为块状层理是由于快速堆积，沉积物来不及分异形成，也可以是沉积物重力流快速堆积而成，在许多情况下，强烈的生物扰动或交代作用可以破坏原始沉积构造，而形成块状层理。本区砂岩、砾岩中常见到块状层理。

第二节　层序地层格架的建立

潍海区域下第三系可划分出三套层序，自下而上在地震剖面上的反射界面为 Tr、T_3、T_1'、T_1 四个层序边界。第一套层序大致相当于下第三系中始新世沙四段至上始新统沙二段下部，简称之为层序Ⅰ。第二套层序大致相当于下渐新统沙二段上部至上渐新统东营组下部简称层序Ⅱ。第三套层序大致相当于上渐新统东营组中、上部，经历地质历史时期约 5.4Ma，简称层序Ⅲ。

一、层序边界的确定

1. 层序Ⅰ底界

Tr 反射界面作为层序Ⅰ的底界，实际上就是下第三系与前第三系地层的分界面。在地震剖面上表现为一强反射相位，在某些地区表现为两个强相位，连续性好。在 Tr 反射界面以下中生界地层反射杂乱，古生界地层反射较强，成层性好，相位连续性好。Tr 反射面与下覆地层为削蚀关系现象普遍，反射面之上多呈上超、下超关系。Tr 反射面上下岩性变化较大，CB12—1 井在 Tr 面以下为中生界凝灰质砂岩，在界面之上为下第三系沙三段泥质岩，在测井响应上常表现为明显的突变。

2. 层序Ⅰ顶界/层序Ⅱ底界

T_3 反射面作为层序Ⅰ与层序Ⅱ的分界，为济阳运动晚期的产物。与济阳运动早期相比，湖盆与水体高差相对要小，构造运动较弱，但水体范围广泛。T_3 界面在地震剖面上反射相位较强，连续性好，与下覆层序Ⅰ地层可见到削蚀关系，侵蚀的多是层序Ⅰ的高水位体系域。CB5 井在 T_3 面以下为一套灰色泥岩，属层序Ⅰ高位域；在 T_3 面以上为一套较粗的碎屑岩地层。CB21 井在 T_3 面之下为深灰色泥岩，T_3 界面之上为一套浅紫红色、杂色泥岩，说明形成于氧化环境的低水位体系域。埕北凹陷、黄河口凹陷 T_3 面之上均可见进积式准层序组叠加方式的测井响应。

3. 层序Ⅱ顶界/层序Ⅲ底界

T_1' 反射面作为层序Ⅱ与层序Ⅲ的分界，为东营运动早期的产物，形成于渤海湾盆地坳陷阶段。T_1' 界面在地震剖面上可追踪性好，相位信号较强，全区分布稳定。在埕北凹陷中央部位的 193.2 测线上明显见有对层序Ⅱ下切的深切谷，T_1' 面与层序Ⅱ地层为削蚀关系。T_1' 界面上下岩性也有明显的变化，从埕北低凸起的南端井的资料来看，T_1' 面以上的地层以紫红色泥岩为特征，及普遍的进积式准层序组叠加方式的测井响应，如 CB11 井、CB23 井、CB21 井等岩屑录井图均有一定代表性。

4. 层序Ⅲ顶界

T_1 反射面为层序Ⅲ与上第三系馆陶组的分界，为东营运动晚期的产物。在地震剖面上反射较强，连续性好，分布普遍。岩性关系、电性关系变化明显。

从上述四个层序边界的确定来看，其地震剖面层序边界标志侵蚀削蚀现象明显，层序边界上下的沉积相突变，准层序组叠加形式的垂向变化关系与层序边界特征十分吻合。尤其是 Tr 层序界面在埕北低凸起南端深切谷、T_1' 在埕北凹陷中央区部位的深切谷的存在更加能够说明层序边界的确切性。另外从济阳坳陷构造层的划分角度来看，也恰好与本区域三个层序的划分相符：层序Ⅰ相当于济阳坳陷下构造层的第一构造亚层，为济阳坳陷断坳阶段燕山运动末期及济阳运动早期形成；层序Ⅱ属上构造层第二构造亚层，为断坳阶段济阳运动晚期形成；层序Ⅲ也属上构造层第二亚层，为断坳及坳陷阶段东营运动形成。

二、层序地层格架

工区内三个层序的厚度在时间和空间分布上有着一定的规律性（表 10—2），层序Ⅰ的沉积中心主要发育在沾化凹陷桩西洼陷地区，而黄河口凹陷、埕北凹陷则发育较薄；层序Ⅱ、Ⅲ的沉积中心转移到黄河口凹陷、埕北凹陷一带（如图 10—3、10—4、10—5）。说明与济阳坳陷下第三系地层沉积中心转移的总趋势是一致的，即由老至新，沉积中心由南西向往北东向转移。

表 10—2　滩海地区下第三系层序平均厚度变化

厚度，m	桩西洼陷	黄河口凹陷	埕北凹陷
层序Ⅰ	1，000	500	500
层序Ⅱ	900	1，000	800
层序Ⅲ	300	500	400

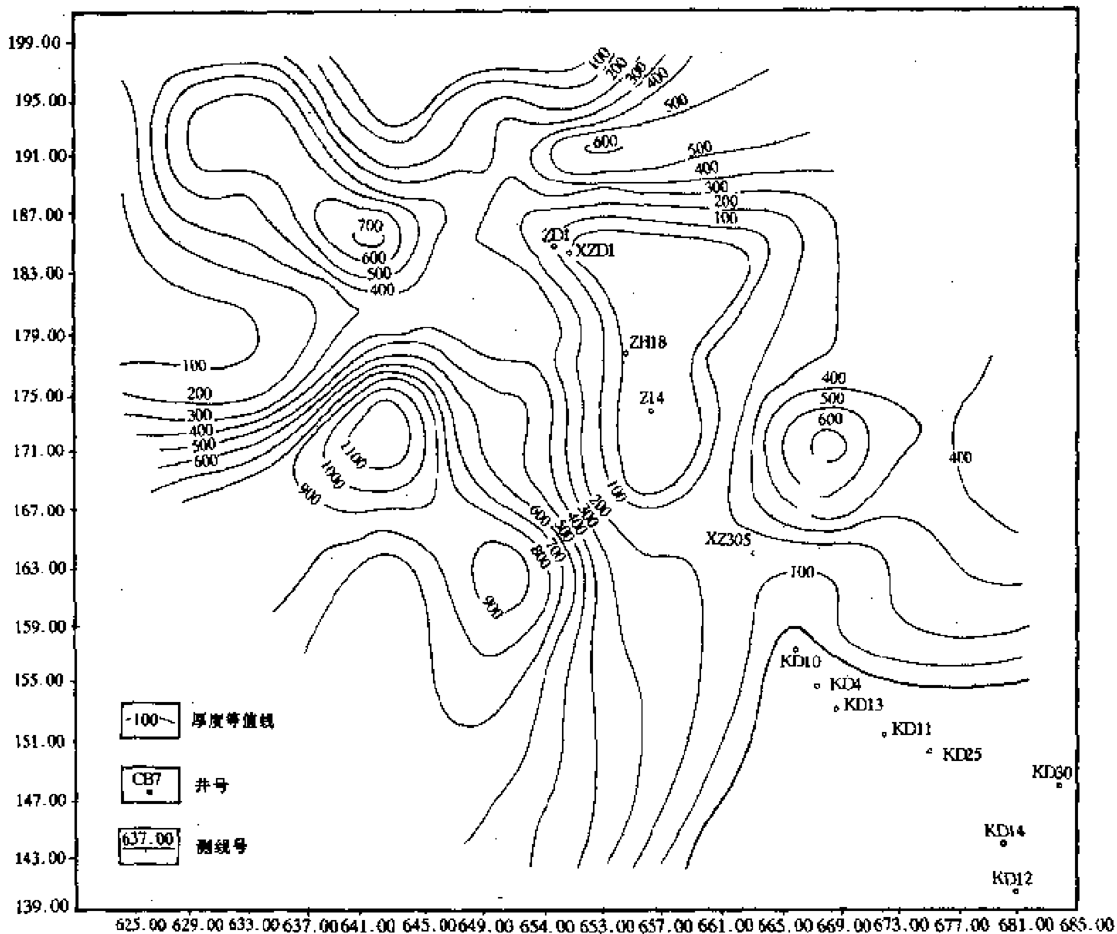


图 10—3　济阳坳陷滩海地区层序Ⅰ地层厚度分布图

注：①厚度等值线单位为 m；②粗线代表厚度零线；③座标体系单位为 km，如横座标 625.00 至 629.00 之间的距离为 629.00km—625.00km=4.0km，下同

一个完整的层序应包括低水位体系域、湖侵体系域及高水位体系域三个体系域。沉积物供给速率的变化及相对湖平面的变化，都能导致不同的准层序组叠加在不同地区的同时沉积。因此，根据层序内部准层序组的分布可进一步划分体系域。

1. *层序Ⅰ*

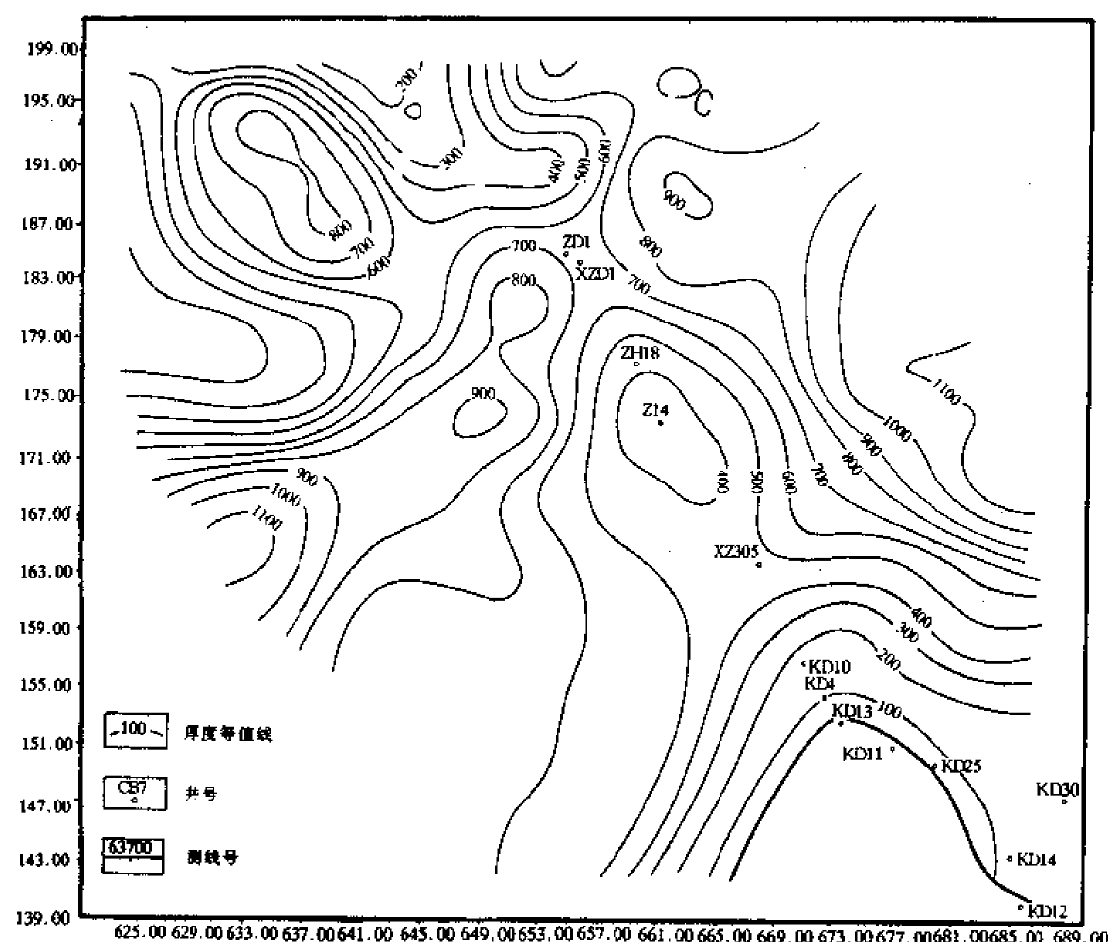


图 10—4 济阳坳陷滩海地区层序Ⅱ地层厚度分布图

(1) 低位域 沉积物为紫红色泥岩、灰绿色泥岩与中粗砂岩、粉砂岩、含砾砂岩、砾状砂岩不等厚互层，个别地区发育有砾岩。在埕北低凸起西侧埕北大断层下降盘，由于大断层的存在，坡度较陡，形成粗碎屑沉积物，发育裙带状扇三角洲沉积，以砾岩、砾状砂岩、含砾砂岩、灰色泥岩为主。砾岩、砂岩呈不等厚层状分布。埕北低凸起东南斜坡发育有深切谷，谷中发育辫状河流；在斜坡以东发育了大面积的冲积扇，内扇以砾岩、含砾砂岩、砂岩为主，粒度由下向上由粗变细，呈正粒序递变，可见大量的冲刷构造；另外，在桩西凹陷地区，沉积变厚，在物源区埕子口凸起、五号桩披覆构造较近，可能发育冲积扇沉积；其它地区沿物源区岸线分布为滨湖相、浅湖相，岩性以砂岩、粉砂岩或泥岩为主（如图 10—6，10—7）。

(2) 湖侵域 桩西凹陷及埕北低凸起东南边缘地区发育有湖侵域沉积，ZD1 井、ZH18 井、Z14 井一带地区没有接受沉积，埕北大断层西侧下降盘，靠近断层则发育了水下冲积扇，以砾岩、含砾砂岩及泥岩为主，埕北低凸起为其提供了物源。在桩西凹陷地区为半深湖相，埕子口凸起及五号桩潜山披覆构造为其物源区。此外埕北凹陷南部也为半深湖，以暗色泥岩及油泥岩、油页岩为主，夹粉砂岩及泥质粉砂岩。其它地区沿湖岸线分布有滨、浅湖沉积（如图 10—8、10—9）。

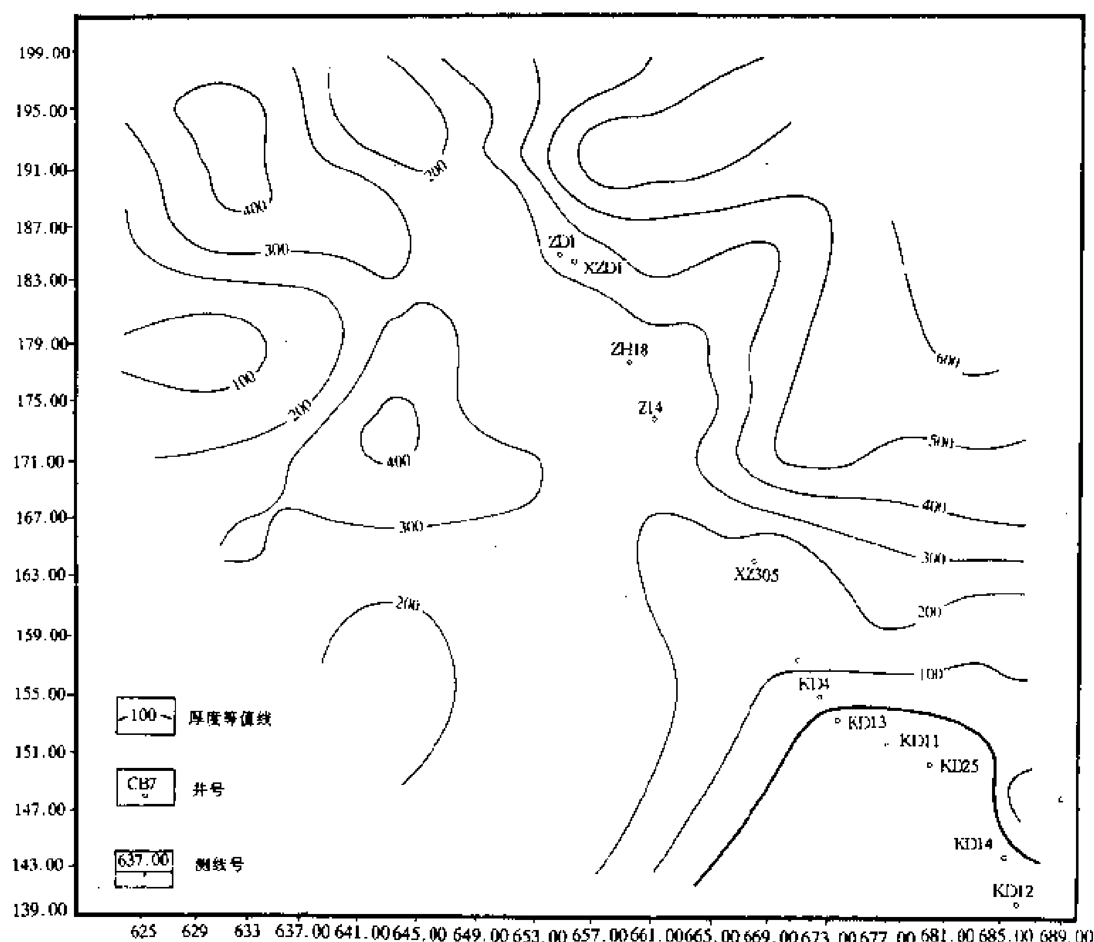


图 10—5　济阳坳陷滩海地区层序Ⅲ地层厚度分布图

（3）高位域　在湖侵域沉积时期，湖泛面达到最大之后，湖泛面开始收缩，沉积物开始向湖心沉积。沿新桩东 1 井东侧，桩海 18 井、桩 14 井区继续为非沉积区，与埕北低凸起、垦东凸起分隔。在五号桩潜山披覆带以东，发育有湖成三角洲相，物源区为桩 14 井一带的高地。沿埕北低凸起大断层的下降盘继续发育了裙带状水下冲积扇，岩性以灰色泥岩、砾岩、砾状砂岩、含砾砂岩不等厚层沉积，埕北低凸起为其物源区。其它地区沿岸线分布滨湖相与浅湖相，岩性为深灰色、灰褐色泥岩夹中厚层灰白色、灰褐色岩屑长石粉砂岩，中—粗粒混合砂岩、岩屑杂砂岩等，在靠近湖岸地方粒度变粗（图 10—10 和 10—11）。三角洲沉积植物屑丰富，沉积构造可见水平层理、平行层理、韵律层理及压扁层理，并有同生变形构造等。

2. *层序Ⅱ*

（1）低位域　五号桩—孤东构造带及垦东凸起未接受沉积，在埕北低凸起东南缘缓坡区及与之相邻的黄河口凹陷西北部为一套冲积扇沉积，岩性为砂岩、含砾砂岩与泥岩不等厚互层。

在埕北大断裂下降盘发育了冲积扇，扇体呈带状沿断层分布，岩性为砾状砂岩、砾岩、砂岩及泥岩不等厚互层。其余地区沿湖岸分布为滨湖沉积，以砂岩、粉砂岩为主，夹泥岩；浅湖相以泥岩为主夹粉砂岩、泥质粉砂岩等（图 10—12、10—13）。

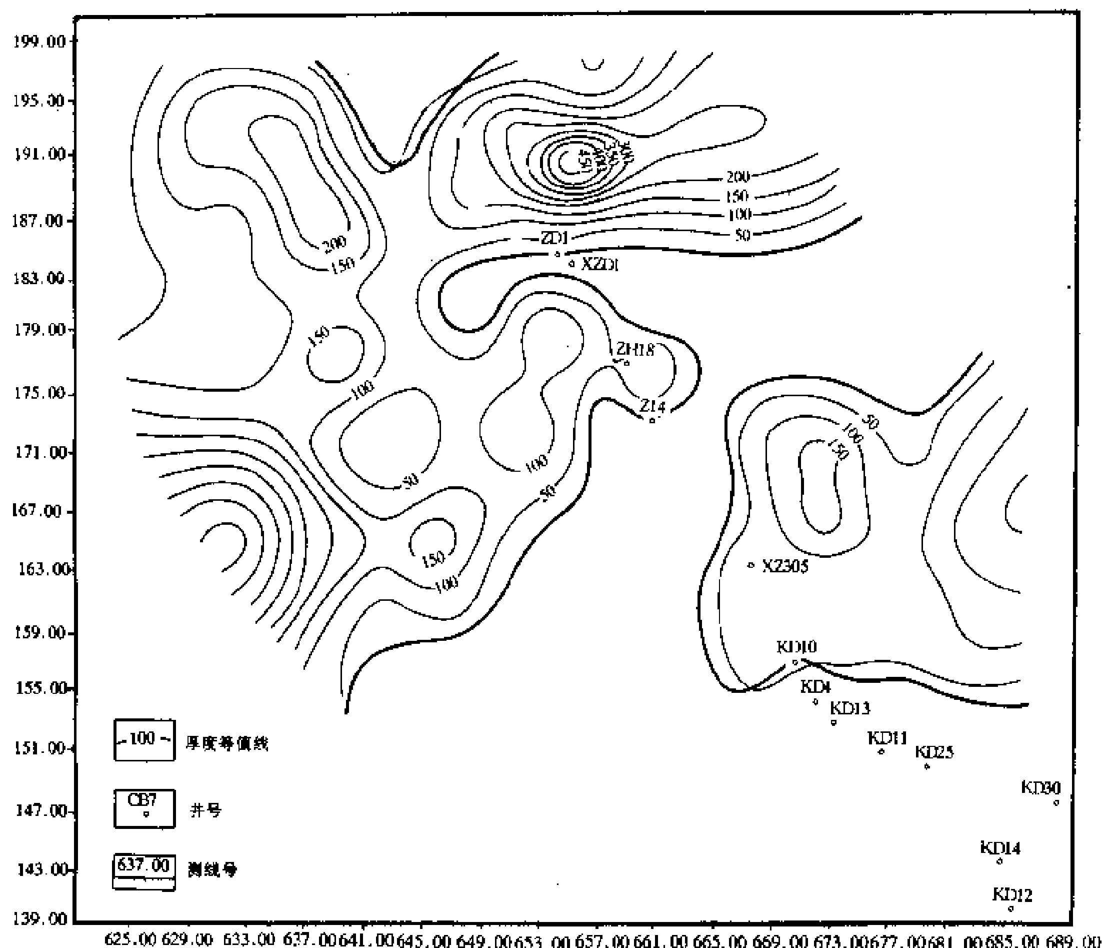


图 10—6　济阳坳陷滩海地区层序Ⅰ低位域地层厚度分布图

(2) 湖侵域　当湖泛面达到最大时，埕北低凸起南部被覆盖，但水体极浅，工区南部湖平面达到 KD13 井以北地区，但是水体同样较浅。因此本区域主要发育浅湖相与滨湖相。滨湖相以细砂岩、粉砂岩为主，北部发育在埕岛低凸起顶部及埕子口凸起沿岸地带，而南部主要发育在垦东凸起北缘斜坡上，孤东构造带地区，面积广泛。其余地区为浅湖相，以灰色泥岩为主，夹浅色粉砂岩、粉砂质泥岩（图 10—14、10—15）。

(3) 高位域　水体较深，沉积厚度大，主要为还原环境的沉积，在埕北低凸起东南缓坡区发育有三角洲沉积，岩性为砂岩、灰色泥岩为主，垂向上表现为反韵律，粒度由下向上逐渐变粗，泥岩含量变少。在埕北低凸起靠近大断层上升盘一侧，埕子口凸起边缘及垦东凸起斜坡上，发育为滨—浅湖相，岩性以粉砂岩及暗色泥岩为主，呈不等厚互层。在五号桩潜山披覆带与埕子口之间及垦东凸起北部的黄河口凹陷一带为深湖相沉积，以暗色泥岩、油页岩为主，偶夹深水浊积岩。介形虫化石丰富，还可见黄铁矿。其它地区为半深湖相沉积，以泥岩、砂泥岩为主夹粉砂岩，可见介形虫化石。此外在垦东凸起发育有滨湖相沉积（图 10—16、10—17）。

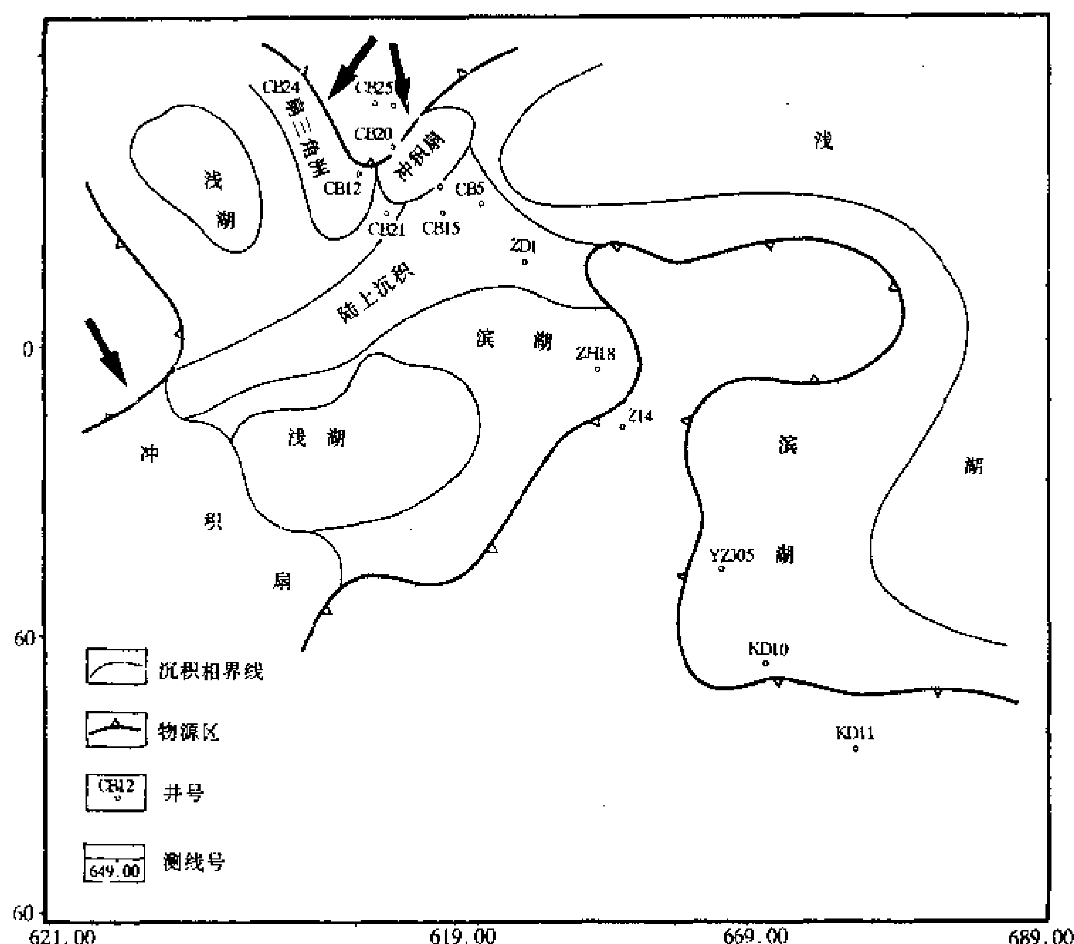


图 10—7　济阳坳陷滩海地区层序Ⅰ低位域沉积体系图（箭头指示水流方向，下同）

3. 层序Ⅲ

（1）低位域　主要为一套较粗的碎屑岩，偶见紫红色、浅紫色泥岩。在埕北凹陷存在二个进积式准层序组，在埕北低凸起及五号桩—孤东披覆带厚度较薄，常表现为一个进积式准层序组。从沉积相组合来看多为一些深切谷充填及斜坡扇沉积。

（2）湖侵域　除垦东地区仍有小部分面积无覆盖外，工区基本上为一个明显的进积式准层序组沉积，最大湖泛面几乎覆盖全区，岩性为一大套暗色泥质沉积为主，偶夹薄层状粉砂质、砂质沉积物。

（3）高位域　在凹陷部分基本上由一个进积式、一个加积式准层序组组成，在埕北低凸起基本上为一个加积式准层序组组成。沉积物中砂泥比增加，粒度变粗，在古地形高差较大的地方为一些含砾砂岩与泥岩的不等厚互层（图 10—5）。

三、层序地层生物演化

济阳坳陷生物群属渤海湾生物群，以水生生物为主体，随渤海湾湖泊的发育而发生，随其消亡而消失。渤海湾生物群演化迅速，以其形成种的大量出现可分为五个阶段。工区处于济阳坳陷与渤中坳陷的过渡地区，生物演化有其一定的特色。通过生物演化规律的研究，可以进一步深入认识古水深的变化。

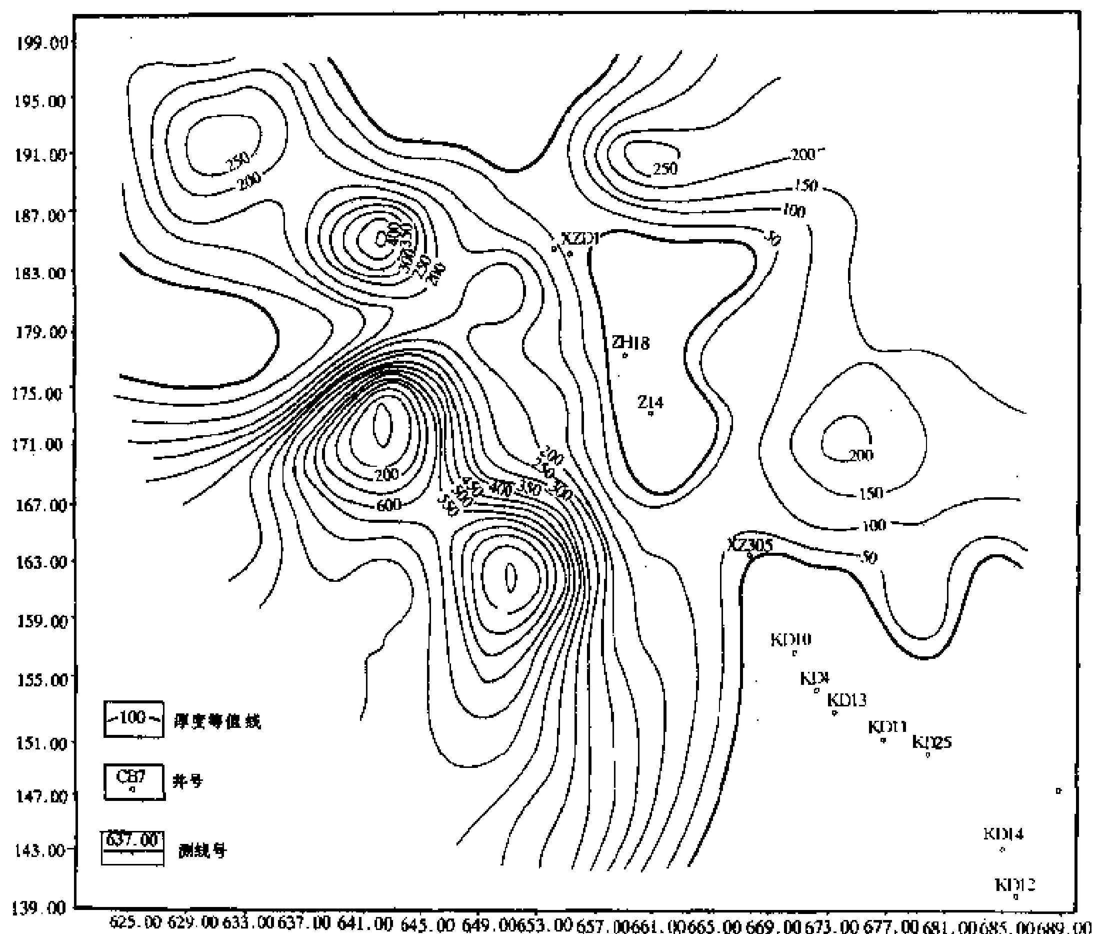


图 10—8　济阳坳陷滩海地区层序Ⅰ湖侵域地层厚度分布图

1．层序Ⅰ低位域

属沙四段中、下部，水生生物较单调，且含量较少，少见化石。

2．层序Ⅰ湖侵域

本段对应于沙三段中、下部及沙四段上部，由于水体加深，生物群大发展，种类较多。工区内常见有小豆介、近指纹瓜星介、玻璃介、平直玻璃介、光亮西营介、异形华花介、华花介、华北介、永安华北介、小玻璃介、鱼类、瓣鳃类等，底栖的腹足类数量较多，藻类仅偶尔见到。

3．层序Ⅰ高位域

本段对应沙三段上部及沙二段下部的地层，水体变浅，生物群又一次大发展，常见的生物有变更玻璃介、新丽星介、近指纹瓜星介、玻璃介、蜂巢真星介，见腹足类、瓣鳃类、鱼类。藻类仍很少见。

4．层序Ⅱ低位域

由于水体较浅，湖面范围缩小，故淡水型生物较突出，此段对应于沙二段上部地层，常见生物有西营介、变更玻璃介、新丽星介、伸长小豆介、近指纹瓜星介、小玻璃介、玻璃介、蜂巢真星介、鱼类、腹足类等。由生物种类可看出本段与层序Ⅰ高位域的生物联系较密切。

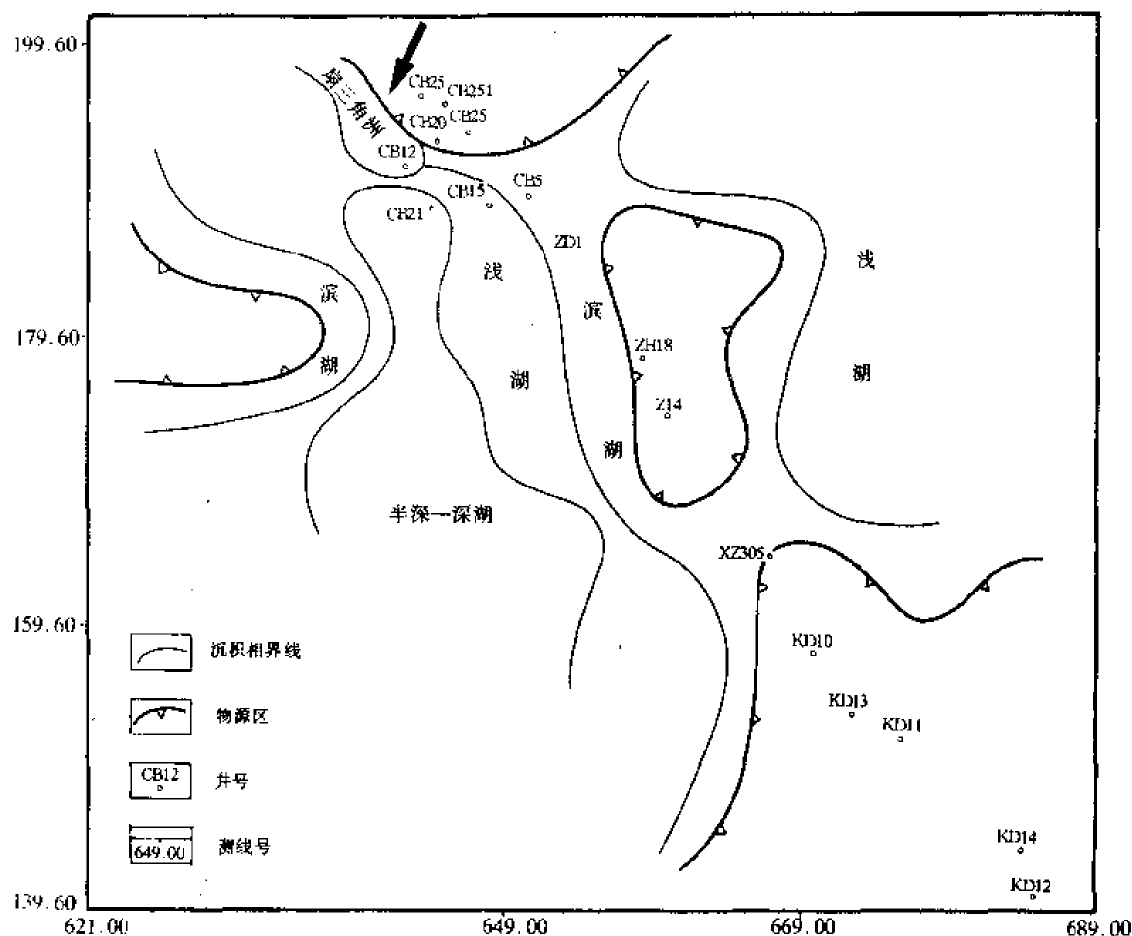


图 10—9　济阳坳陷滩海地区层序Ⅰ湖侵域沉积体系图

5. 层序Ⅱ湖侵域

本段时期湖水再次变深，生物迅速发展，有海水侵入。常见的生物有：小豆介、惠民小豆介、近三角小星介、玻璃介、五号桩真星介、假玻璃介、似玻璃介、后削玻璃介，螺化石较丰富，常见有恒河螺、盘螺、狭口螺、豆螺。

6. 层序Ⅱ高位域

本段对应于沙一段上部与东三段及东二段下部地层，水体又变浅，渤海湾生物群继续发展，常见的生物有东营介、扁脊东营介、花瘤东营介、小豆介、近指纹瓜星介、小形小豆介、伸长小豆介、异形小豆介、瓜星介、玻璃介、纺缍玻璃介、椭园瓜星介、河北介、单蜂华花介，瓣鳃类大量出现，腹足类有扩口盘螺，偶见藻类。

由以上分析可见，在层序Ⅰ低位域时期渤海湾生物群较单调，进入层序Ⅱ湖侵域沉积时期，生物群开始繁盛，并且一直持续到层序Ⅱ高位域时期，然后随着湖泊的消亡渤海生物群消失。工区内整个下第三系渤海湾生物群淡水生物较突出，只在湖侵时期生物才与海侵有联系。

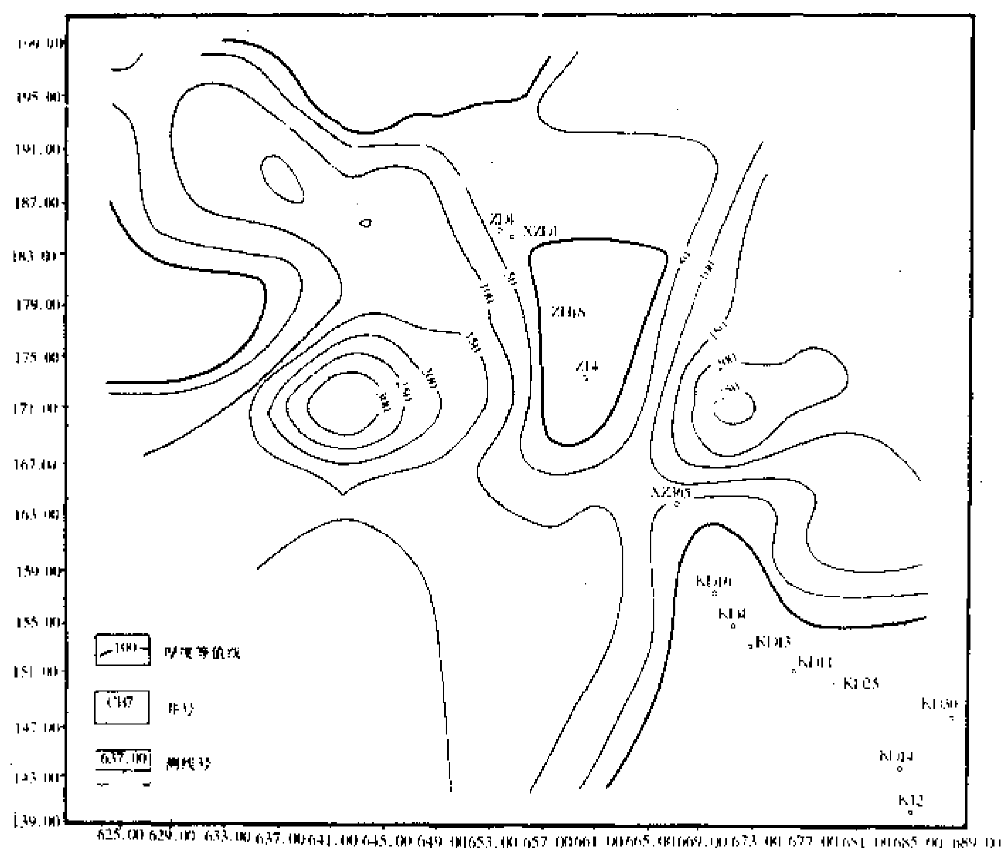


图 10—10 济阳坳陷滩海地区层序Ⅰ高位域地层厚度分布图

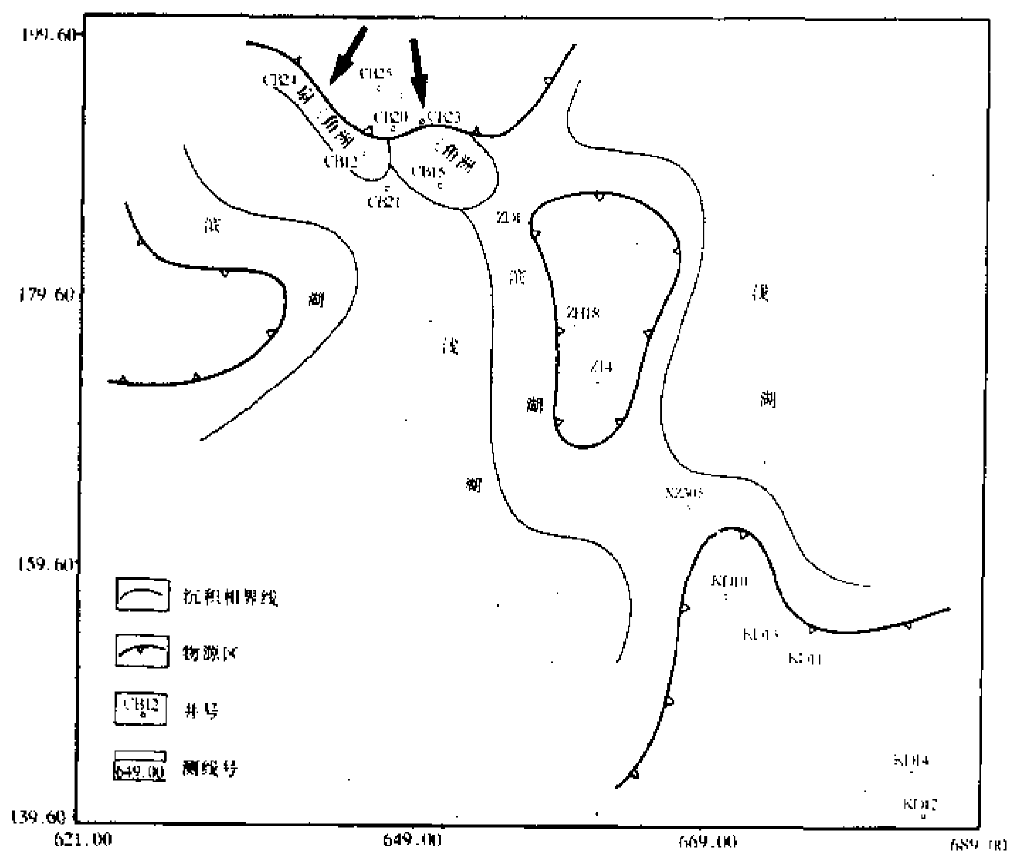


图 10—11 济阳坳陷滩海地区层序Ⅰ高位域沉积体系图

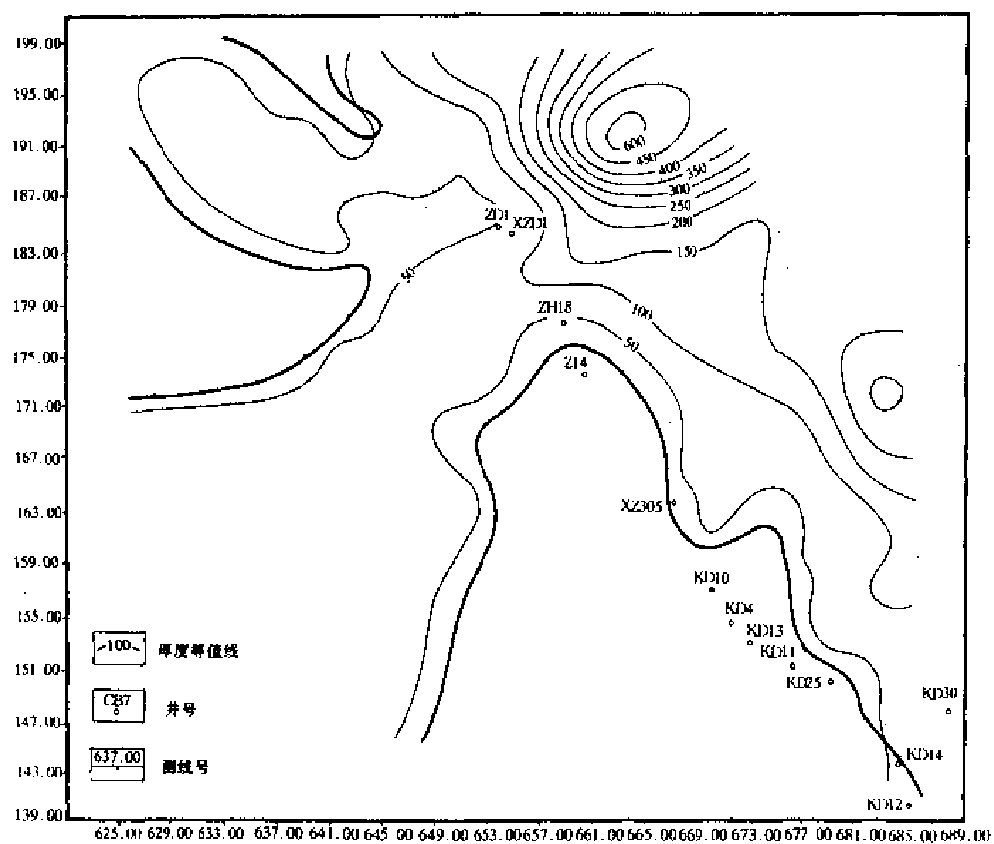


图 10—12 济阳坳陷滩海地区层序Ⅱ低位域地层厚度分布图

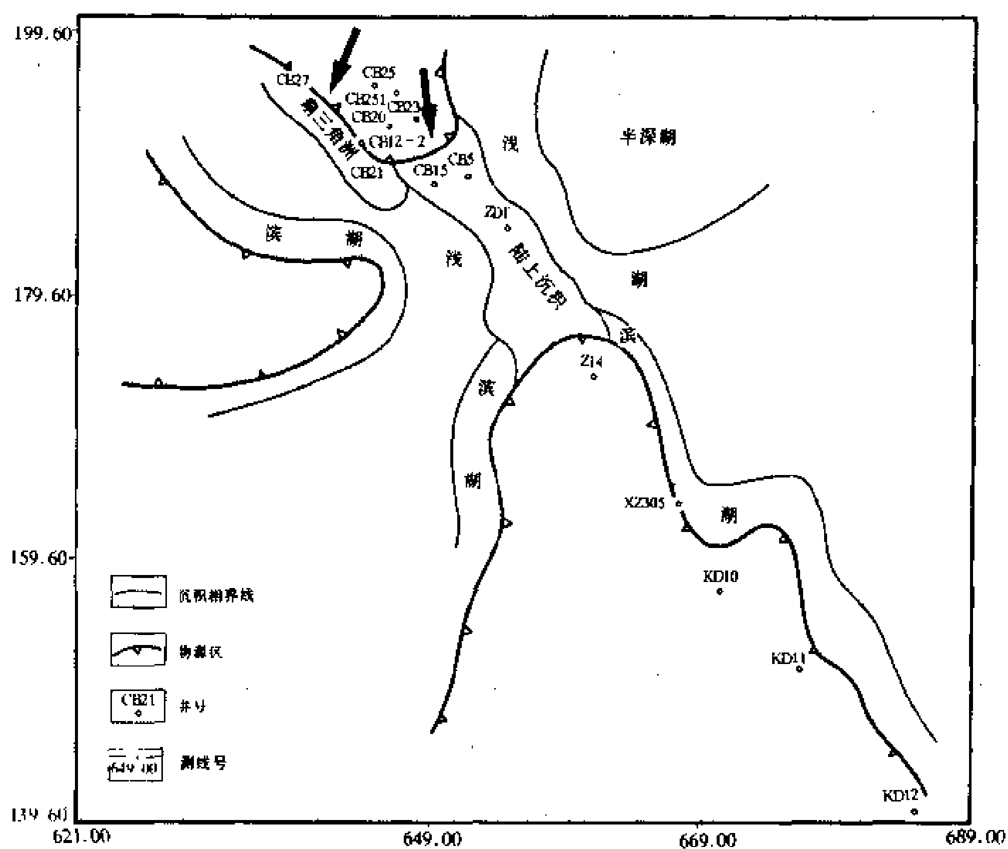


图 10—13 济阳坳陷滩海地区层序Ⅱ低位域沉积体系图

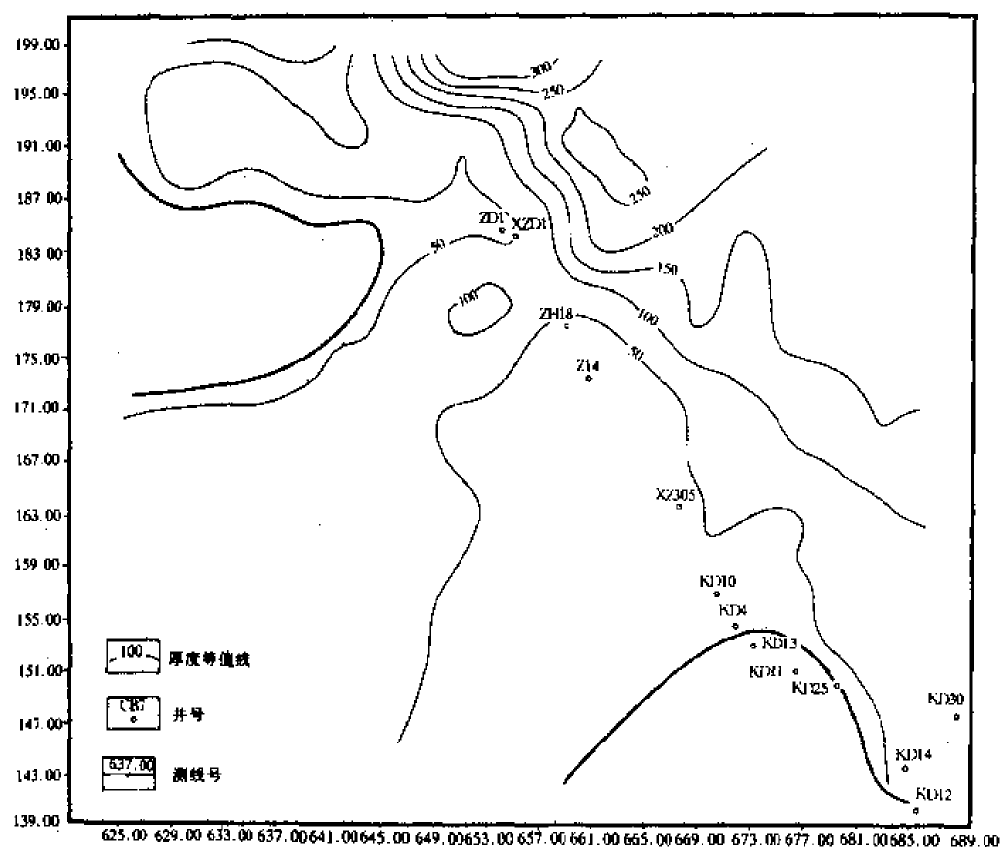


图 10—14 济阳坳陷滩海地区层序Ⅱ湖侵域地层厚度分布图

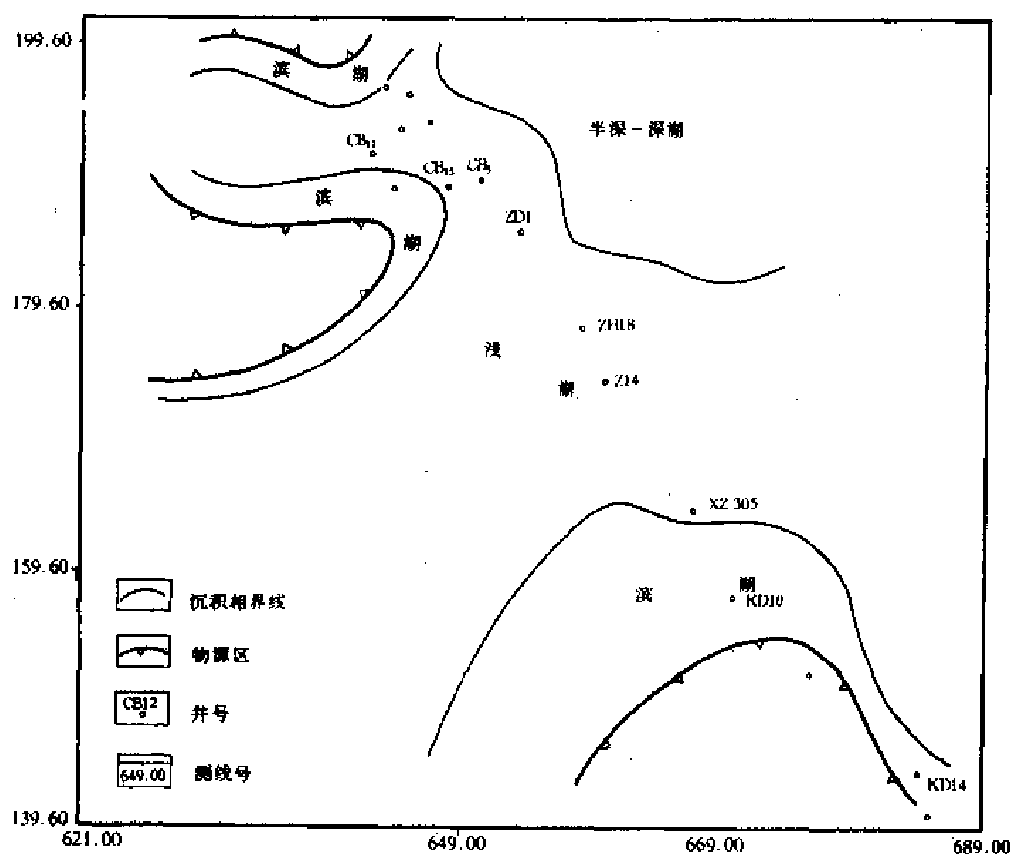


图 10—15 济阳坳陷滩海地区层序Ⅱ湖侵域沉积体系图

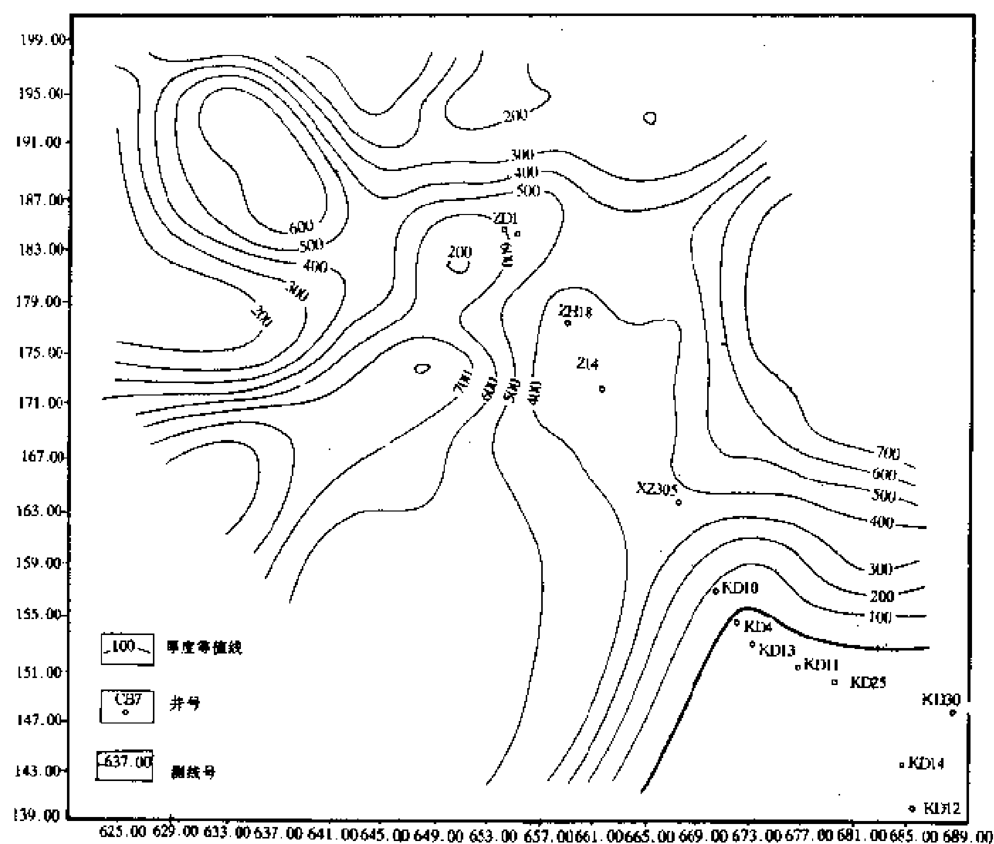


图 10—16 济阳坳陷滩海地区层序Ⅱ高位域地层厚度分布图

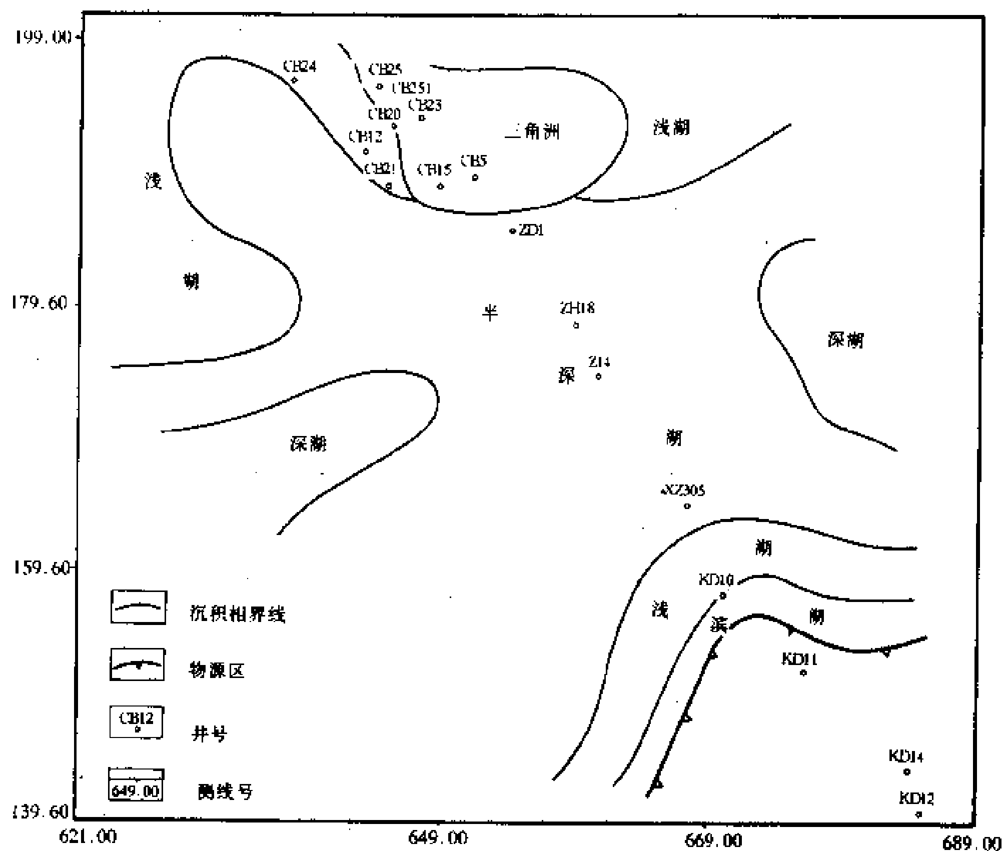


图 10—17 济阳坳陷滩海地区层序Ⅱ高位域沉积体系图

第三节　单井沉积相及层序地层学分析

以岩心资料为基础，结合古生物、测井及地震资料进行单井沉积微相分析是层序及准层序划分的基础，在工区内选择了四口取心井段较长、层位相对较全的井，即 CB5 井、CB21 井、CB12—2 井、Z202 井进行了重点剖析。

一、单井沉积微相分析

1．CB5 井

CB5 井位于埕北低凸起东南缓坡上，沙四段为层序Ⅰ低位域深切谷充填沉积，取心井段 2 ,748～3 ,116m，间断取心长 115m，取心层位为东营组及沙河街组（沙一、沙二、沙四段）。

①2 ,748～2 ,791m 井段，属东营组，岩性以深褐色、杂色泥岩、灰色泥质粉砂岩及粉砂岩为主，夹薄层状粉砂、细砂岩。泥岩中水平层理较发育，紫红色泥岩与深灰色泥岩形成韵律层理，炭屑局部富集，顺层面分布。砂岩粒度概率曲线为三段式，以悬浮次总体与跳跃为主。属三角洲水下平原亚相与支流间湾沉积。

②2 ,791～2 ,831.4m，该段岩性以灰质粉砂岩、泥质粉砂岩为主，夹有暗色泥岩。砂岩中见有楔状、槽状交错层理及透镜状、压扁状层理等。炭屑沿层面分布形成暗色纹层，向上表现为变粗的粒序。砂岩粒度概率曲线以跳跃组分和浮悬组分为主，斜度较大。属河控三角洲前缘亚相河口坝沉积。

③2 ,831.4～2 ,844m，该井段以深灰色泥岩、粉砂质泥岩为主，见水平层理、炭屑，属前三角洲亚相沉积。

④2 ,894.8～2 ,909m，属沙一段，以灰褐色油页岩、钙质泥岩及灰岩为主，夹有一薄层状生物碎屑灰岩，见螺化石富集，含油。泥岩中水平层理发育，含灰质团块，偶见薄层状砂质条带，属浅湖亚相沉积。

⑤3 ,108.4～3 ,115.0m，属沙四段，岩性以砾状砂岩、砾岩为主，夹有泥质粉砂岩。砾岩以颗粒支撑为主，并有砂质、泥质充填，发育有向上变细的正粒序，砾石可见有定向排列，见冲刷—充填构造。属冲积扇沉积。

2．桩 202 井

桩 202 井位于五号桩潜山披覆带南部。取心井段为 2 ,587～2 ,662.71m，沙一至沙三段地层连续取心，心长为 69.69m，取心收获率为 92%。2 ,697.2～2 ,712.7m 井段为中生界地层。

①2 ,587～2 ,640.5m，属沙一段，岩性以深灰色泥岩、粉砂质泥岩为主，夹有粉砂岩、泥质粉砂岩、砂质生物碎屑螺灰岩。泥质岩质纯，见有水平层理、块状层理。可见介形虫化石。粉砂岩中见有波纹状层理。属浅湖亚相滩坝沉积。

②2 ,640.5～2 ,652m，属沙三段较深湖，岩性以粗—细砂岩、含砾砂岩为主。见冲刷—充填构造、正韵律层理及水平层理、小型交错层理等。属三角洲水下平原亚相分支河道沉积。

③2 ,652～2 ,662.7m，属沙三段，岩性以砂岩为主，分选较好，表现为向上变粗的反粒序，见有水平层理、小型交错层理、透镜状层理、压扁状层理。属三角洲前缘亚相河口坝沉积。

④2 ,697.2~2 ,712.7m，属中生界，以砾岩、砾状砂岩为主，砾石成份复杂，磨圆度较差，颗粒支撑为主，见有小型交错层理，属山麓—洪积相和冲积扇沉积。

3.CB21 井

CB21 井位于埕北低凸起南斜坡。取心井段 2 ,803.75~2 ,916.34m，间断取心，长度28.7m，层位为沙一、沙二段。

①2 ,803.75~2 ,804.55m，该段主要岩性有灰黄色、灰白色粉砂岩、细砂岩、粗砂岩及砾岩。砾岩分布在该段的底部，该段总体粒度比下部较粗，分选性差、泥砾呈飘浮状态散布在砂岩中，砂岩具脉状层理、平行层理，显下粗上细的间断性正韵律，植物炭屑丰富，底部具冲刷面。根据岩性、沉积构造分析可以看出该取心段为分支河道微相。

②2 ,804.55~2 ,811.65m，该段主要岩性有灰白色、浅灰绿色、灰色粉砂岩、细砂岩、中砂岩。具平行层理、透镜状层理、波状层理、脉状层理、斜层理及交错层理，见滑塌构造。砂岩中局部含泥砾，植物炭屑丰富。该取心段为三角洲前缘亚相河口砂坝微相沉积。

③2 ,811.65~2 ,911.45m，该取心段主要岩性为暗色、浅灰色泥岩，局部出现灰岩、生物灰岩及粉砂岩，呈薄层或透镜状分布。泥岩具水平层理，浅灰色泥岩和深灰色泥岩交替出现，泥岩中还出现重力断层构造，断距为 1~2cm。植物碎片和鱼骨化石含量丰富。该段为浅湖亚相沉积。

④2 ,911.45~2 ,916.34m，本段主要岩性有灰色粉砂岩、细砂岩、灰绿色砾岩、含砾砂岩，砂岩具平行层理。砾石呈叠瓦状排列或大小混杂堆积。总体显底粗上细，局部富生物碎屑，底部具冲刷构造。该取心段为辫状河流相沉积。

4.CB12—2 井

CB12—2 井位于埕北低凸起南端、埕北大断层上升盘。东营组取心井段 2 ,116~2 ,150m，心长 34m。

①2 ,116.00~2 ,118.30m，该段主要岩性为中—粗砂岩。砂岩具平行层理及斜层理。该段总体粒度从粗—细—粗变化，底部具冲刷构造。为河口砂坝微相沉积。

②2 ,118.30~2 ,123.10m，该段主要岩性为灰绿色泥岩、粉砂质泥岩及薄层粉砂岩。泥岩具水平层理，局部富集植物炭屑，见鱼类化石。属弱还原浅湖亚相沉积。

③2 ,123.10~2 ,130.50m，主要岩性为灰黄色中砂岩、含砾粗砂岩、泥质粉砂岩。砂岩见平行层理、楔状交错层理，砾石成层分布，呈飘浮状。粒度概率图为多段式，悬浮组分含量较高，分选性较差。该段为水下分流河道—河口砂坝微相沉积。

④2 ,130.50~2 ,132.70m，岩性主要为浅灰绿色泥岩夹泥质粉砂岩，泥岩具水平层理，砂岩具波状层理，局部富集炭屑，见鱼类化石。砂岩粒度概率图为多段式，悬浮组分较高，分选差。该段为弱还原浅湖亚相。

⑤2 ,132.70~2 ,143.70m，主要岩性有灰色粉砂岩、泥质粉砂岩、细砂岩、中砂岩、含砾细砂岩。具斜层理、槽状交错层理、平行层理、波状层理。粒度概率图为多段式，悬浮组分含量较高，分选性较差，具微冲刷构造。该段为河口砂坝微相。

⑥2 ,143.00~2 ,147.70m，主要岩性为深灰色、灰绿色泥岩夹浅灰色粉砂岩。砂岩具平行层理，泥岩具水平层理，含丰富植物炭屑，可见鱼类化石。粒度概率图为多段式，悬浮组分较高，镜下鉴定发现岩屑含量较高，且多为酸性喷出岩岩屑。为弱还原浅湖亚相。

⑦2 ,147.70~2 ,150m，主要岩性有深灰色粉砂岩、中砂岩，具槽状交错层理和楔状交错层理，底部含砾石，呈飘浮状分布，垂向上具下粗上细的间断性正韵律。该段为水下分流

河道沉积。

二、单井层序地层学分析

1.CB5 井层序地层学分析

CB5 井下第三系东营组和沙河街组的地层发育较全，沙四段地层未钻穿。根据岩心、岩屑录井图及测井响应，可以对单井层序地层进行精细研究。本井取心井段 3 ,108.9～3 ,116m，沙四段，属层序Ⅰ低位域地层；取心井段 2 ,894.8～2 ,909m，沙一、沙二段，属层序Ⅱ湖侵域地层；取心井段 2 ,748～2 ,844m，东营组，属层序Ⅲ高位域地层。

（1）层序Ⅰ低位域　划分为两个准层序组，第一个准层序组为取心井段，每个准层序表现为砂、泥比向上减少，颗粒向上变细的正韵律，为山麓—洪积相沉积，无水深影响。第二准层序组表现为进积准层序组，由四个准层序组成。每个准层序砂岩向上变厚、砂泥比增加、粒度向上变粗。

（2）层序Ⅰ湖侵域　由二个准层序组组成，第一个准层序组划分为三个准层序。每个准层序砂泥岩比向上减小，颗粒向上变细，为退积式准层序组。第二个准层序组也为退积式，可划分为二个准层序。

（3）层序Ⅰ高位域　由一个加积式准层序组组成，砂岩厚度变化不大，砂泥比基本不变，可划分为五个准层序。

（4）层序Ⅱ低位域　由一个加积式准层序组组成。

（5）层序Ⅱ湖侵域　第一个准层序组可划分为四个准层序，每个准层序之间，向上砂岩层厚度变薄，砂泥比减小，砂岩粒度向上变细，每个准层序水体向上变深，为退积式准层序组（如图 10—18）。第二个准层序组可划分为三个准层序，准层序之间砂岩向上变薄，砂泥比变小，每个准层序水体向上变深，为退积准层序组。本段为取心井段，见螺灰岩，螺化石保存完好，见砂质灰岩，发育平行层理及块状层理，螺灰岩中含油。

层位	井深 m	自然电位 − 25mV +	相层序	岩性	准层序组	特征
沙一—沙二段	2894 2936			深灰色泥岩、油页岩，灰色、灰绿色粉砂岩及泥质粉砂岩，见螺灰岩	退积准层序组	准层序间砂岩层向上变薄，砂泥岩比向上变小。准层界面岩性突变，向上水体突然加深，界面上可见微冲刷构造

图 10—18　CB5 井层序Ⅱ湖侵域准层序组的特征

(6) 层序Ⅱ高位域　由三个进积式准层序组、一个加积式准层序组组成，取心井段为2 ,844～2 ,748m，包括了第一准层序组上部及第二准层序组下部（如图 10—19、10—20）。

第一准层序组可划分为八个准层序，每个准层序内砂岩厚度向上增厚，砂泥岩比向上增大，纹层几何形状向上变陡，水体向上趋于变浅，炭屑含量增多。为进积式准层序组。

第二准层序组可划分为八个准层序，也为进积式。

第三准层序组也为进积式。

第四准层序组可划分为七个准层序，准层序之间砂泥岩比基本不变，水体越过准层序边界突然加深，为加积式准层序组。

(7) 层序Ⅲ三个体系域发育完全　低位域为一加积式准层序组，可划分为五个准层序，准层序间砂泥岩比趋于稳定，粒度大致相同。湖侵域由一个退积式准层序组组成，准层序间砂岩层向上变薄，颗粒向上变细，砂泥岩比向上变小（如图 10—21）。高位域为一加积式准层序组，包含八个准层序，砂岩粒度向上稍微变粗，砂泥岩比趋向稳定。

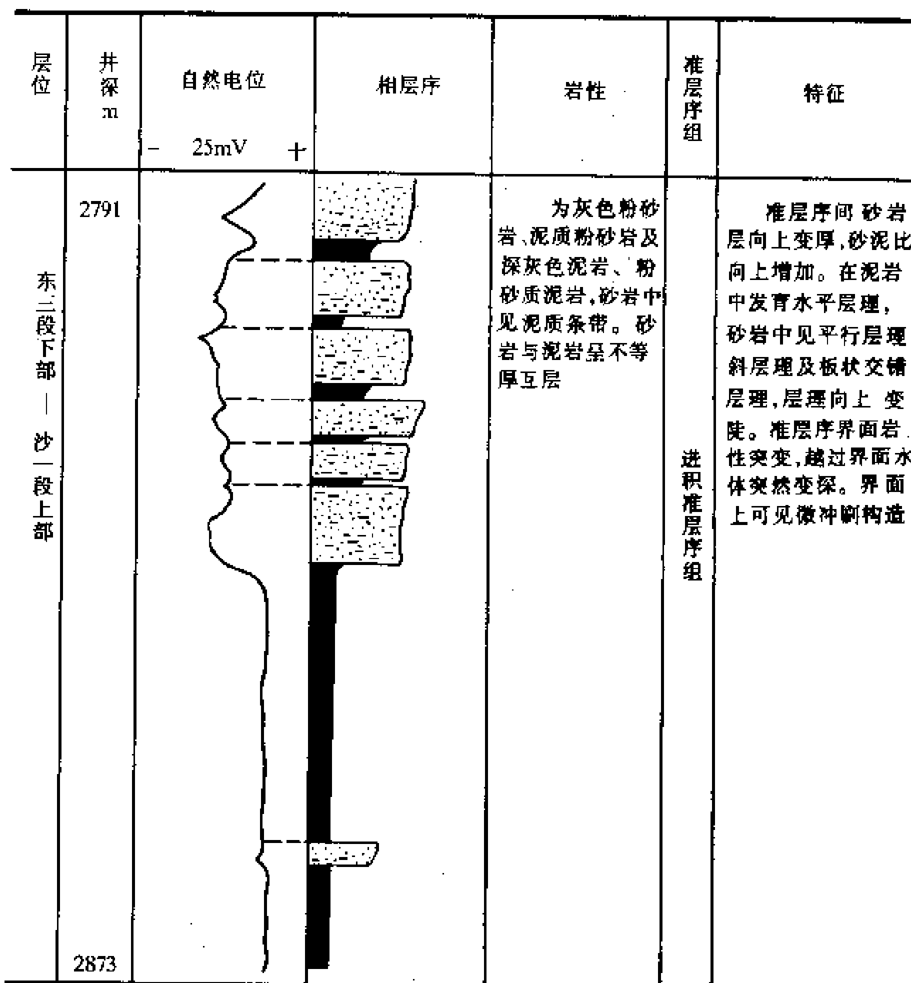


图 10—19　CB5 井层序Ⅱ高位域进积准层序组的特征

2. Z202 井层序地层学分析

本井位于五号桩披覆带南部，缺失沙四段地层。在三个层序中，层序Ⅰ只在湖侵域后期达到最大湖泛面时水体才刚刚到达本地区，故只沉积了高位域地层而缺失了低位域与湖侵域。本井取心井段为2 ,587～2 ,662.71m，相当于层序Ⅰ顶部与层序Ⅱ内部T_2界面以下层位。

（1）层序Ⅰ高位域　为一个加积式准层序组，可划分为三个准层序。在取心井段中见第二个准层序，为三角洲前缘亚相及三角洲平原亚相沉积，水体向上变浅，见有压扁层理、透镜状层理、波状层理。

（2）层序Ⅱ湖侵域　沉积较薄，为一个退积式准层序组，可划分为三个准层序。

（3）层序Ⅱ高位域　为一个加积式准层序组，发育有滨湖、浅湖沉积。

3.CB21井层序地层学分析

CB21井完钻井深3 ,300m，沙四段地层未穿，三套层序发育较全，下第三系地层井深从2 ,220m到3 ,300m，总厚度在1 ,100m以上。

（1）层序Ⅰ低位域　由三个加积式准层序组组成。第一个加积式准层序组可分为四个准层序组，为一套砾岩夹薄层状紫红色、灰黄色泥岩，属山麓—洪积相沉积。第二个加积式准层序组可分为六个准层序，为一套砾岩、含砾砂岩及粉细砂岩与泥岩的互层。第三个准层序组可分为六个准层序，顶部为一层砾状砂岩（图10—22）。

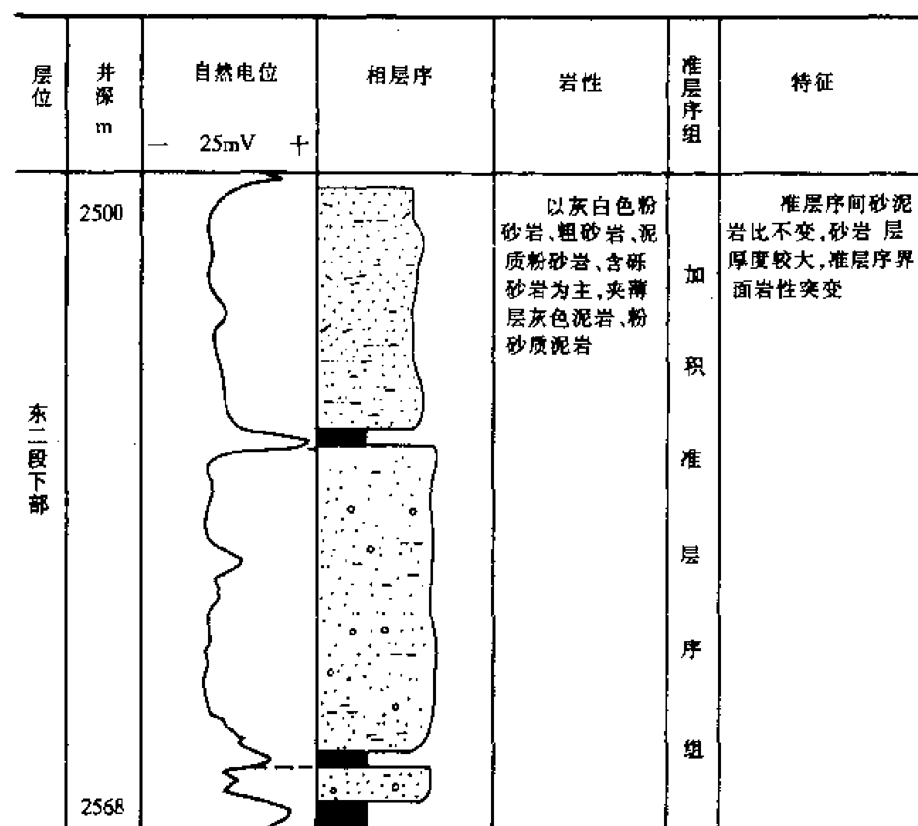


图10—20　CB5井层序Ⅱ高位域加积式准层序组模式

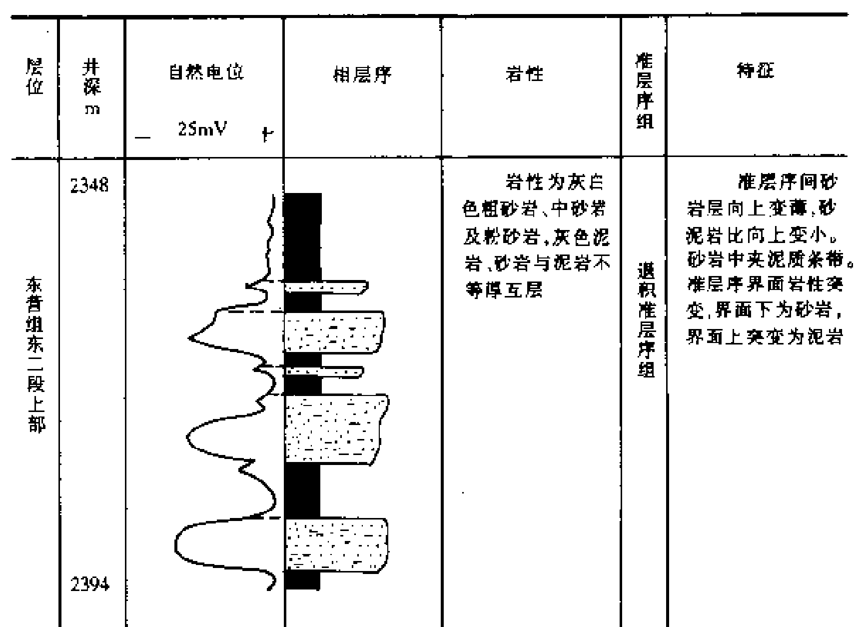


图 10—21 CB5 井层序Ⅲ湖侵域准层序组模式

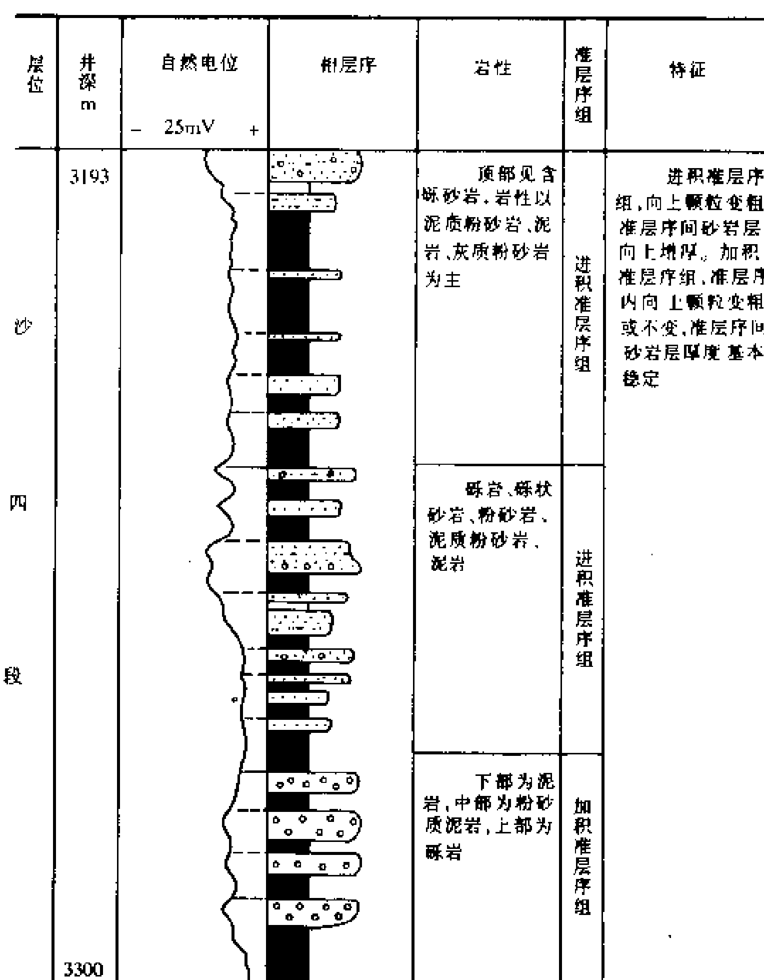


图 10—22 CB21 井层序Ⅰ低位域准层序组模式

（2）层序Ⅰ湖侵域　由四个退积式准层序组组成。下部两个准层序组为深灰色油泥岩、泥岩与粉砂岩不等厚互层，上部两个准层序组发育有大套油页岩密集段，偶夹薄层状粉砂质泥岩。

（3）层序Ⅰ高位域　由两个加积式准层序组组成，岩性以暗色泥岩为主，夹薄层状粉砂岩、粉砂质泥岩。

（4）层序Ⅱ湖侵域　由一个退积式准层序组组成。可分为五个准层序，下部四个准层序为粉砂岩与暗色泥岩不等厚互层；上部准层序以油页岩、灰岩、泥岩及生物碎屑灰岩为特征。层序Ⅱ在本井缺失低位域。

（5）层序Ⅱ高位域　由两个准层序组组成。第一个准层序组为加积式准层序组，分成7个准层序，其中第三个准层序为本井的取心井段；第二个准层序组为进积式准层序组，包括8个准层序。

（6）层序Ⅲ低位域　由一个加积式准层序组组成，岩性以砾状砂岩、细砂岩为主，夹有灰黄色泥岩，为低位域楔状体沉积。

（7）层序Ⅲ湖侵域　由两个退积式准层序组组成。岩性为粉、细砂岩与暗色泥岩的不等厚互层。

（8）层序Ⅲ高位域　为一个进积式准层序组和一个加积式准层序组组成。岩性较粗，为砾岩、含砾砂岩与暗色泥岩不等厚互层。

4.CB12—2井层序地层分析

CB12—2井沙一段地层直接覆盖在中生界凝灰岩之上，缺失层序Ⅰ及层序Ⅱ的低位域，层序Ⅱ湖侵域为沙一段及东营组底部暗色泥岩。

（1）层序Ⅱ湖侵域　为一退积式准层序组，下部为一套灰黄色灰质砂岩，属浅湖环境产物，往上泥质增多，变为深灰色泥岩、白云质泥岩等，为一套半深湖沉积，说明水体明显变深。

（2）层序Ⅱ高位域　由两个加积式准层序组组成。第一个准层序组可划分为六个准层序，为粉、细砂岩与泥质岩不等厚互层，砂岩电测解释为油水同层；第二个准层序组可划分出9个准层序，电测解释为油层、油水同层。从前面沉积相分析结果来看，这两个准层序组为三角洲前缘亚相沉积。

（3）层序Ⅲ低位域　由一个进积式准层序组组成，属东营组顶部地层。可划分为7个准层序，下部三个准层序为浅灰色粉砂岩与紫红色、灰色泥岩互层，上部四个准层序以砾岩与较细的碎屑岩互层为特征，为深切谷充填沉积。

第四节　井间层序地层学分析

一、井间层序对比分析

1.浅海地区CB25—KD12井层序对比

通过对工区内由南到北KD12井、KD14井、KD11井、KD13井、KD10井、XZ305井、Z14井、CB5井、CB23井、CB25井进行井间对比，发现由于各井所处构造单元不同，各层序发育情况也有所差别（参见图10—23）。

垦东凸起KD12、KD11、KD13井缺失下第三系地层，位于垦东凸起东部斜坡上的KD14井发育较薄的沙河街组地层，由此可知，在整个下第三系沉积过程中垦东凸起一直出

露于水面以上，只有一个很短的时期，即沙河街组沉积时期，湖水曾经达到过 KD14 井地区，但时间较短，估计可能为第二次最大湖泛面时期，由黄河口凹陷湖水上侵达到 KD14 井地区，短时期沉积后，水位又迅速降低。位于垦东凸起北部斜坡上的 KD10 井，沉积了第二套层序的湖侵域与高位域及第三套层序。层序Ⅱ湖侵域较薄，为一个退积式准层序组，层序Ⅱ高位域为一个加积式准层序组，层序Ⅲ为一个加积式准层序组。这说明该井在第二次最大湖泛面时期，黄河口凹陷的湖水到达本区开始沉积，一直持续到层序Ⅱ沉积结束。由层序Ⅲ划分的一个准层序组与 XZ305 井对比可确定其为层序Ⅲ的高位域沉积，故在层序Ⅲ沉积时期，湖泛面到达本区，沉积了该段高位域地层。

XZ305 井沉积了层序Ⅰ的湖侵域与高位域地层，层序Ⅱ与层序Ⅲ均有分布。Z14 井沉积了层序Ⅱ的湖侵域与高位域、层序Ⅲ的湖侵域与高位域。

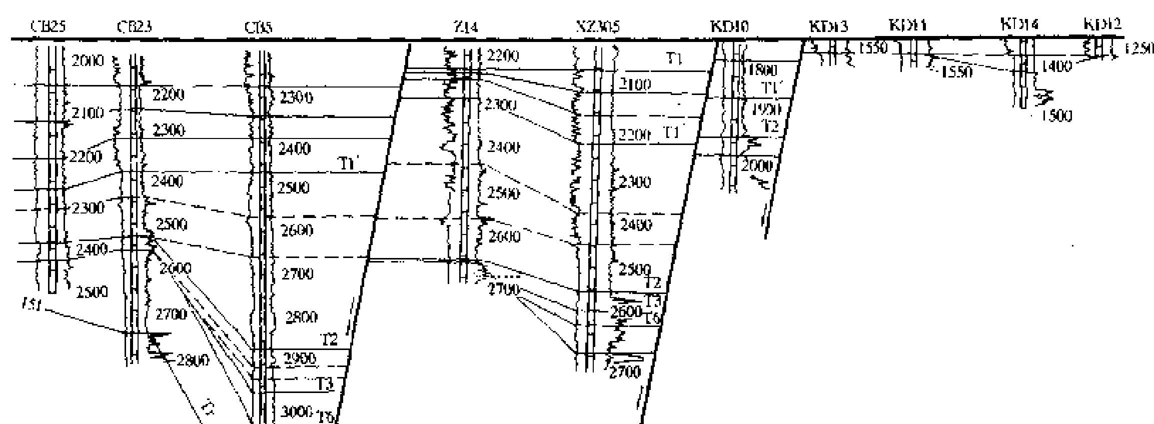


图 10—23 CB25 井—KD12 井层序对比图（每口井测井系列中左为自然电位，右为电阻率测井，下同）

XZ305 井层序Ⅰ湖侵域为一个退积式准层序组，高位域为一个加积式准层序组，层序Ⅱ的低位域由于湖水收缩沉积了很薄的一套岩层，故与湖侵域划分为一个退积式准层序组。层序Ⅱ高位域划分为 3 个准层序组，由下向上为进积式准层序组、加积式准层序组、加积式准层序组。层序Ⅲ可分为低位域、湖侵域与高位域，低位域为一进积准层序组，湖侵域为一个退积准层序组，高位域为一个加积准层序组。

Z14 井层序Ⅱ高位域可划分为 3 个准层序组，依次为进积式准层序组、进积式准层序组、加积式准层序组。层序Ⅲ体系域划分似 XZ305 井。

由此可见，在层序Ⅱ湖侵沉积时期水才到达 Z14 井，湖水基本覆盖全区，沉积了层序Ⅱ的高位域与层序Ⅲ，但在层序Ⅲ沉积后、馆陶组沉积前，Z14 地区可能曾遭受剥蚀。同时 XZ305 地区的断层为同生断层，一边沉积一边发生断裂，下降盘下降，故 XZ305 地区沉积较厚。

CB5 井沉积了三套层序，层序Ⅰ高位域可划分为一个加积准层序组。层序Ⅱ低位域 + 湖侵域可划分为 3 个准层序组，第一、第二个准层序组为加积式，并向 CB23 井尖灭，第三个为退积式准层序组。层序Ⅱ高位域可划分为 3 个准层序，基本上为加积式准层序组。层序Ⅲ的低位域为一个加积式准层序组，湖侵域为一个退积式准层序组，高位域为一个加积式准层序组。

CB23 井沉积了层序Ⅰ低位域，而缺失了层序Ⅰ湖侵域与高位域。在第二次最大湖泛时期，湖水又覆盖了本区，沉积了一套加积式准层序组地层。CB23 井的层序Ⅱ高位域划分为两个准层序组：进积式准层序组和加积式准层序组，比 CB5 井缺失了一个进积式准层序组，推断为 CB5 井层序Ⅱ高位域的第一个进积式准层序组。CB23 井层序Ⅲ层序划分与 CB5 井相

层序Ⅲ地层厚度变化不大，为300～500m。从地震反射上进行体系域的划分比较困难，通过岩心资料，结合电测响应上准层序组的叠加方式的变化，我们划分出了低位域、湖侵域、高位域（参见后述高分辨率层序地层学分析）。

3.CB21—CB251井层序对比分析

CB21—CB251井层序对比剖面位于埕北低凸起南斜坡，为一南北向剖面，连接了CB21、CB14、CB20、CB251四口井（图10—25）。

位于斜坡部位的CB21、CB14井三套层序发育较全。CB21井完钻井深3,150米，下第三系未穿。发育了湖侵域及高位域，层序Ⅱ的低位域及湖侵域较薄，层序Ⅱ的高位域较厚，有含油层段。CB14井的层序Ⅰ低位域发育较厚，为沙四时期的深切谷充填，高位域较薄，可能部分被剥蚀；层序Ⅱ只发育了湖侵域及高位域，而CB20、CB251井缺失层序Ⅰ及层序Ⅱ的低位域。

层序Ⅱ的湖侵域几乎覆盖埕北低凸起南部，但在凸起部位较薄，层序Ⅱ的高位域在全区分布较均匀。层序Ⅲ在本剖面上分布均匀，在CB21井的低位域见有油水同层。

二、高分辨率层序地层学分析

1.层序Ⅰ高分辨率层序地层学分析

总的来说，层序Ⅰ在工区内的分布范围较层序Ⅱ、层序Ⅲ较小，从CB21—CB251井准层序组对比图（图10—26）看，层序Ⅰ主要分布于埕北低凸起南斜坡带，即CB21、CB14井层序Ⅰ的三个体系域发育较全。而CB20、CB23井则完全没有发育，缺失层序Ⅰ。层序Ⅱ直接覆盖在埕北低凸起前第三纪地层上。

CB21、CB14井层序Ⅰ低位域发育有二个加积式准层序组，岩性为一套砾岩、砾状砂岩、粉细砂岩与紫红、灰黄色、灰色泥岩不等厚互层，砂泥岩比值较高。

层序Ⅰ湖侵域为三至四个退积式准层序组组成。CB21井湖侵域较CB14井厚，主要为一套暗色泥岩、油页岩组成，夹薄层状粉砂质沉积。

层序Ⅰ高位域明显受T_3反射面削蚀，说明层序Ⅰ高位域曾受不同程度的剥蚀。CB21井残余有高位域二个加积式准层序组；CB14井残余有一个加积式准层序组。

2.层序Ⅱ高分辨率层序地层对比

过埕北低凸起南端东西向横剖面作的“CB11井—CB23井准层序Ⅲ对比图”（图10—27）为井间进行高分辨率层序地层对比的一个最好例子。层序Ⅱ湖侵域的最大湖泛面基本上覆盖埕北低凸起南端，但地层厚度较薄，岩性以一套暗色泥岩为主，偶夹粉砂岩。湖侵域直接覆盖在前第三纪地层（本区主要为中生界）之上，说明本区缺失低位域沉积。

湖侵域基本上由一组退积式准层序组组成，在CB23井可分出四个准层序，包括一层4m厚的含油水层；而CB20、CB20—1井由二个准层序组成，粉砂岩中见油迹、油斑显示；CB11井只有一个准层序，岩性为暗色泥岩。

高位域由一个进积式准层序组和一个加积式准层序组组成。从准层序厚度上来说CB11、CB20—1井稍薄，而CB20、CB23井稍厚一些。第一个准层序组岩性为含砾粉、细砂岩与暗色泥岩不等厚互层，划分出七个准层序。在CB23井第一个准层序组底部2,523～2,528m井段，试油结果为油层，而从地层对比情况来看，该油层砂体往凸起高部没有延续，而往下倾方向则很可能延续较远。第二个准层序组划分为八个准层序，岩性较粗，多为含砾砂岩—粉砂岩，在高部位CB11、CB20—1、CB20井砂泥比值较高，而低部位CB23井砂泥比值较低。

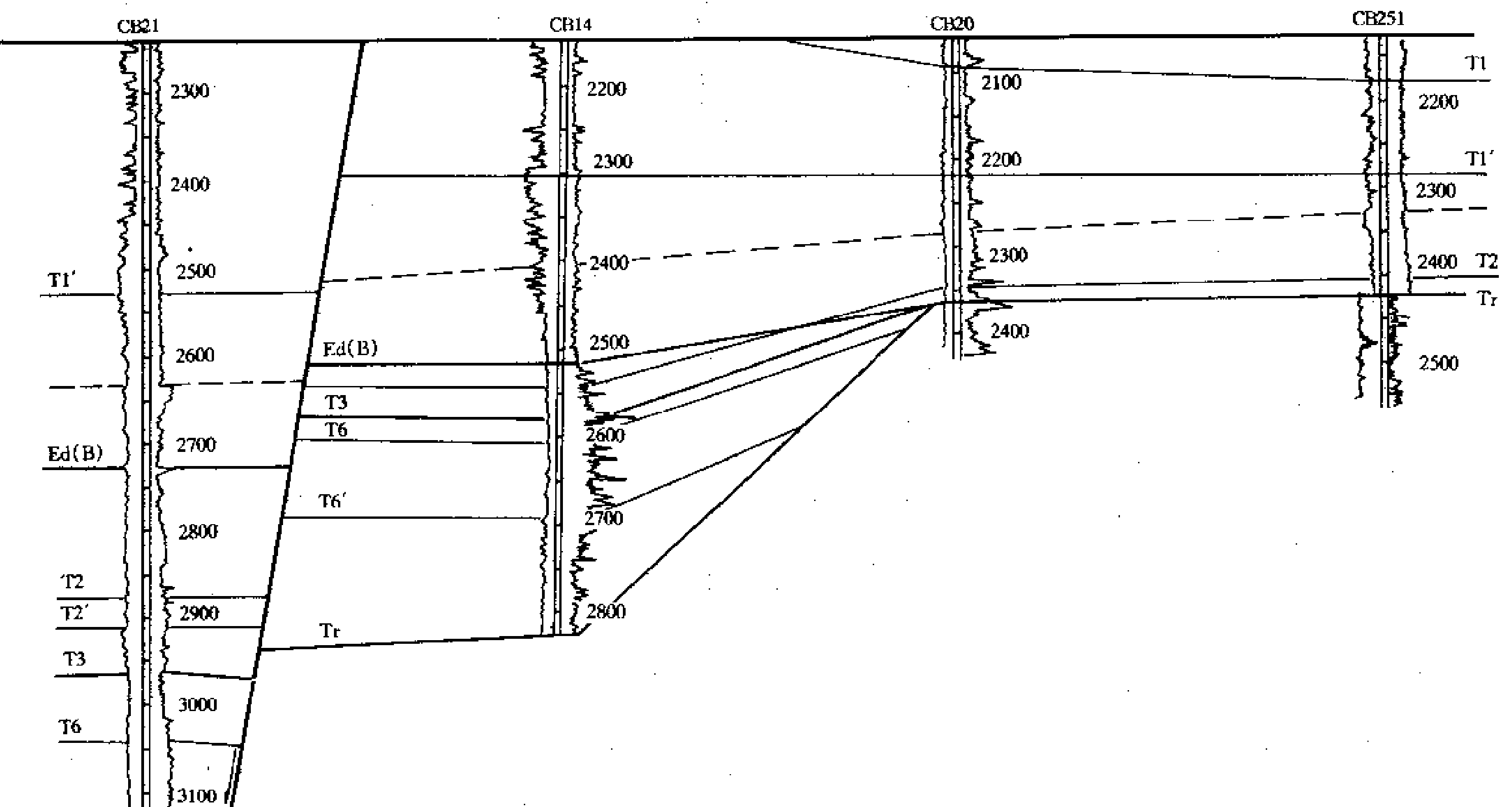


图 10—25　CB21 井—CB251 井层序对比图

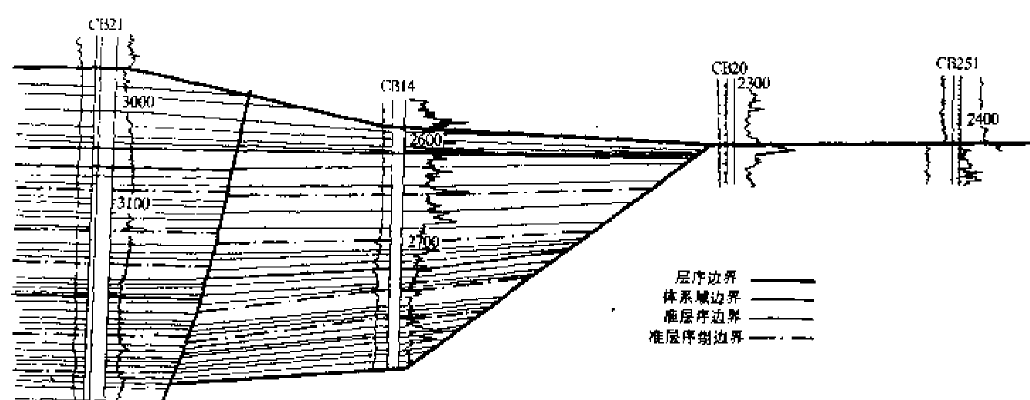


图 10—26　埕岛油田 CB21 井—CB251 井层序Ⅰ准层序组对比图

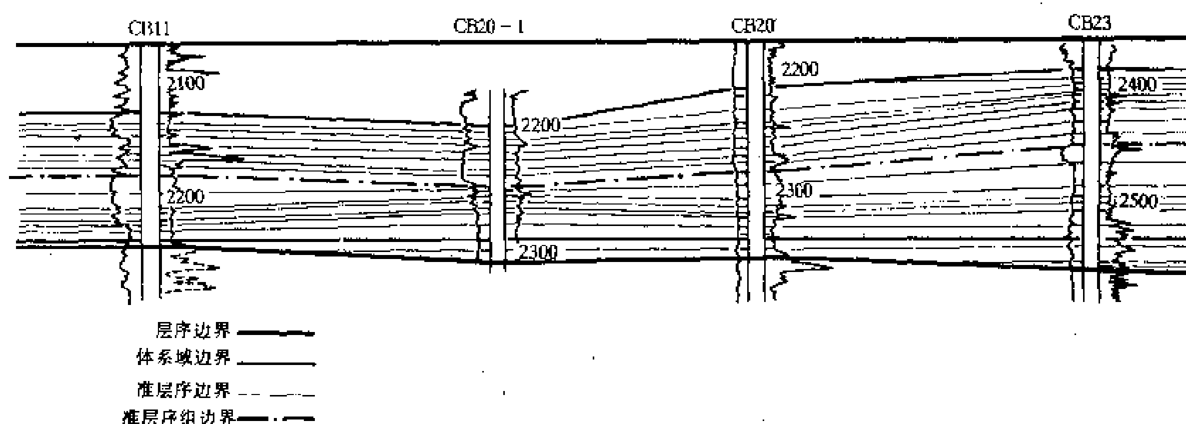


图 10—27　埕岛油田 CB11 井—CB23 井层序Ⅱ准层序组对比图

从埕北低凸起南端南北向剖面“CB21—CB251 井准层序组对比图”（图 10—28）情况来看，层序Ⅱ体系域分布情况类似。

南斜坡断层下降盘 CB21 井发育的湖侵域及高位域厚度较大，但准层序组个数却与斜坡高部位基本一致，这说明厚度较大的原因主要是由于同生断层的作用。

层序Ⅱ湖侵域从 CB21 井往北超覆一直到达 CB251 井，由一个退积式准层序组组成，CB21 井见生物螺灰岩。

层序Ⅱ高位域由一个进积式准层序组和一个加积式准层序组组成。进积式准层序组可划分为 7 个准层序，在 CB21 井 2 ,630～2 ,640m 井段相当于高位域第一准层序组顶部见一油层，为斜坡带的三角洲沉积。CB14、CB20、CB251 井可能为三角洲平原亚相沉积，成藏条件不如 CB21 井有利。

3. *层序Ⅲ高分辨率层序地层学分析*

层序Ⅲ在整个工区内分布较稳定，面积较广泛。在埕北低凸起南端均有层序Ⅲ分布。

CB11—CB23 井层序Ⅲ准层序组对比图选择了 CB11、CB20—1、CB20、CB23 四口井进行准层序横向对比（图 11—29）。总的来说，这四口井的三套体系域分布均匀。

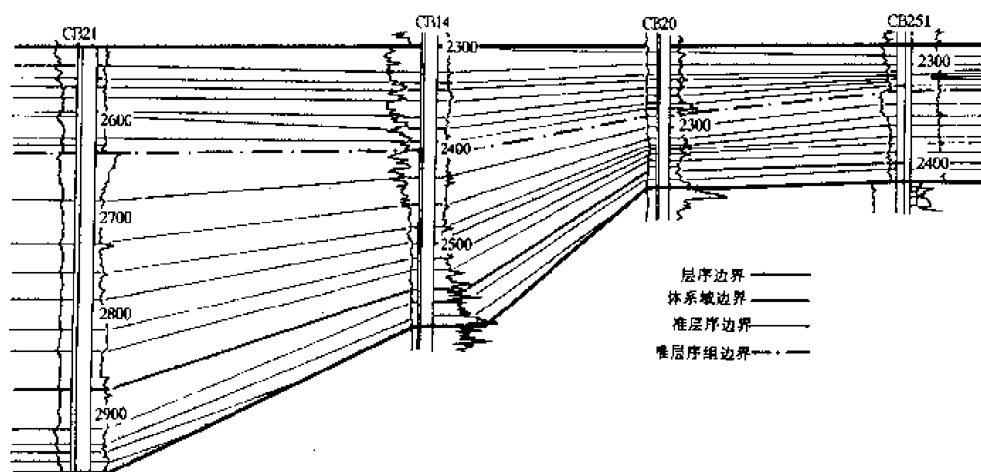


图 10—28 埕岛油田 CB21 井—CB251 井层序Ⅱ准层序组对比图

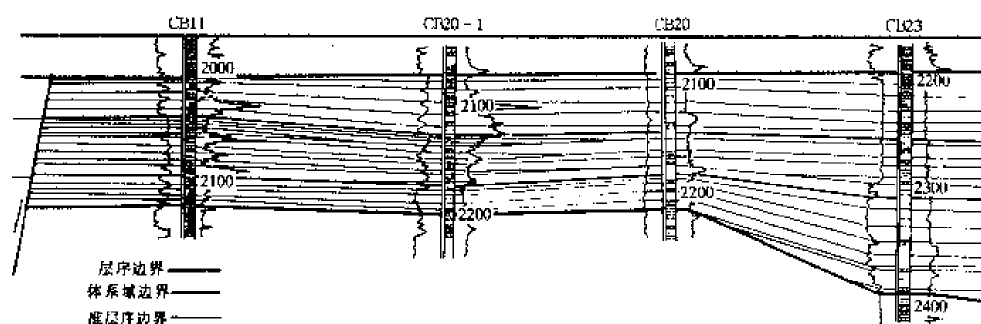


图 10—29 埕岛油田 CB11 井—CB23 井层序Ⅲ准层序组对比图

低位域为一个加积式准层序组，高位域在 CB11、CB20—1、CB20 井上可划分为五个准层序，CB23 井上可划分为七个准层序。为一套砾状砂岩、中—细砂岩与紫红、灰色泥岩不等厚互层。CB11 井 2 ,094～2 ,098m 井段相当于低位域顶部的一个准层序内，试油结果为油层，从岩性及电性特点来看，可能为三角洲前缘亚相河口坝沉积。

CB21—CB251 井层序Ⅲ准层序组对比图（如图 10—30）选择了 CB21、CB14、CB20、CB251 四口井作对比分析，基本性质类似于上述的东西向剖面。有所区别的是在南斜坡的 CB21 井各体系域厚度较 CB14、CB20、CB251 井较厚，发育的准层序组个数较多。

CB21 井低位域为一个进积式准层序组，岩性较粗，为低位域深切谷充填。湖侵域为二个退积式准层序组，在第一个进积式准层序组底部试油见油水同层。高位域由一个进积式准层序组和一个加积式准层序组构成。

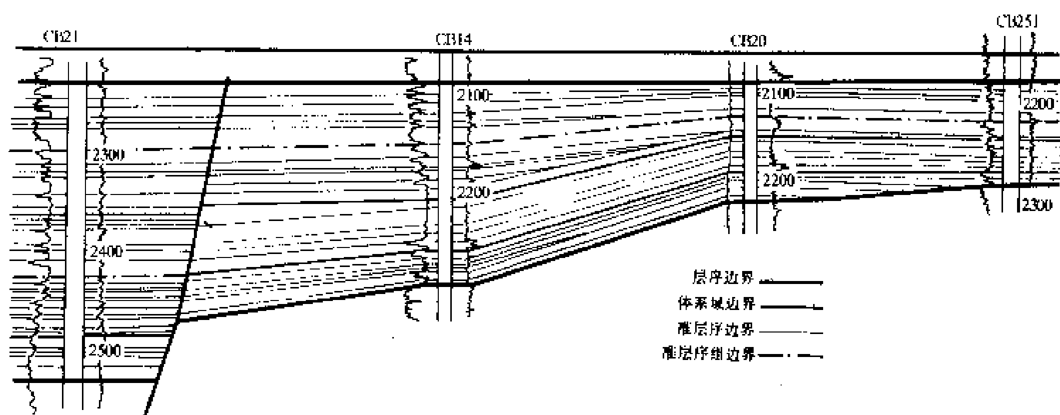


图10—30　埕岛油田CB21井—CB251井层序Ⅲ准层序组对比图

参 考 文 献

〔1〕张国栋等著，1987，中国东部早第三纪海侵和沉积环境。北京：地质出版社

〔2〕C.K. 威尔格斯等编，徐怀大等译，1991，层序地层学原理——海平面变化综合分析。北京：石油工业出版社

〔3〕J. B. Sangree 等著，张宏奎等译，1991，应用层序地层学。东营：石油大学出版社

〔4〕王秉海等主编，1992，胜利油区地质研究与勘探实践。东营：石油大学出版社

〔5〕姚益民，1983，济阳坳陷的沙二段及其相关的不整合。石油勘探与开发，Vol. 10

〔6〕J. C. Van Wagoner 等著，薛良清译，1990，层序地层学的基本原理和关键定义的综述。国外油气勘探，Vol. 2

〔7〕P. R. Vail 著，刘立林译，1990，应用层序地层学进行地震地层学解释。国外油气勘探，Vol. 2

〔8〕薛良清，1990，层序地层学在湖相盆地中的应用探讨。石油勘探与开发，No. 6

〔9〕P. A. Dibona 等著，刘金华译，1991，南澳大利亚弗林得斯山脉晚元古代 Wonoka 组盆地——斜坡系列的演化与层序地层学。地质科学译丛，Vol. 8

〔10〕刘宪斌等译，1991，密西西比扇的层序地层学与氧同位素海平面标志的研究。国外油气勘探，Vol. 3

〔11〕张振生译，1991，层序地层学在勘探应用上的总结。国外油气勘探，Vol. 3

〔12〕R. J. Weimer 著，牟泽辉译，1992，层序地层学的发展：前陆盆地和克拉通盆地。油气地质译丛，No. 4

〔13〕李思田等，1992，论沉积盆地的等时地层格架和基本建造单元。沉积学报，Vol. 10

〔14〕邓新华，1993，层序地层学的新动向。地球科学——中国地质大学学报，Vol. 18

〔15〕李希宗译，1993，层序地层学三组元。国外油气勘探，Vol. 5

〔16〕宋国奇，1993，济阳坳陷下第三系湖相沉积的层序地层学分析。现代地质，Vol. 7

〔17〕张川波等，1993，克拉通边缘盆地碳酸盐层序地层学分析。长春地质学院学报，Vol. 23

〔18〕覃建雄译，1993，高分辨率层序地层学——以阿伯塔东坷里三角洲为例。地质科学译丛，Vol. 10

〔19〕魏魁生等，1993，冀中地区早第三纪海泛特征及其层序地层学意义。现代地质，Vol. 7

〔20〕魏魁生等，1993，华北典型箕状断陷盆地层序地层学模式及其与油气赋存关系。地球科学——中国地质大学学报，Vol. 18

〔21〕K. W. Shanley 等著，金庸辰译，1994，陆相地层的层序地层学前景。海洋地质译丛，No. 6

〔22〕R. C. L. 威尔逊著，陈中强译，1994，层序地层学概述。地层学杂志，Vol. 18

〔23〕王多云，1994，沉积盆地地震——层序地层学研究辅助系统。沉积学报，Vol. 12

〔24〕冯庆来，1994，桂西北早石碳世台槽地区露头层序地层及海平面变化研究。地球科学——中国地质大学学报，Vol. 19

〔25〕刘本培等，1994，黔南独山石炭系层序地层及麦粒蜓带冰川型全球海平面变化。地球科学——中国地质大学学报，Vol. 19

〔26〕许效松等，1994，中国南方泥盆纪板内盆地层序地层与挖矿。沉积学报，Vol. 12

〔27〕吴冶等，1994，华南泥盆系层序地层与岩石、年代地层界线间相关探讨。地球科学——中国地质大学学报，Vol. 19

〔28〕陈北岳等，1994，广西上二叠统层序地层格架。地球科学——中国地质大学学报，Vol. 19

〔29〕杜远生等，1994，南独山上泥盆统层序、海平面变化和成岩层序地层研究。地球科学——中国地质大学学报，Vol. 19

〔30〕余素玉，1994，沉积学进展中的若干主要方向。地质前缘，Vol. 1

〔31〕夏文臣等，1994，华南晚三叠世前陆盆地的成因地层格架及演化历史。地球科学——中国地质大学学报，Vol. 19

〔32〕殷鸿福等，1994，扬子区晚二叠世—中三叠世海平面变化。地球科学——中国地质大学学报，Vol. 19

〔33〕龚一鸣等，1994，黔贵泥盆纪层序地层及海平面变化的频幅、速度和相位。地球科学——中国地质大学学报，Vol. 19

〔34〕康西栋等，1994，北部湾盆地层序地层格架及其内部构成。地球科学——中国地质大学学报，Vol. 19

〔35〕解习农等，1994，伊通地堑层序构成与层序地层格架样式。现代地质，Vol. 8

〔36〕颜佳新等，1994，湖北省栖霞组沉积环境、沉积旋回及层序地层划分。地球科学——中国地质大学学报，Vol. 19

〔37〕魏魁生，1994，二连盆地白垩系非海相沉积层序地层特征。地球科学——中国地质大学学报，Vol. 19

〔38〕C. J. R. Braithwaite 1993. Recenent Sequence Stratigrphy in Carbonates. J. S. R., V. 63, P. 295~303

〔39〕P. Llotti, F. L. Chiocci. S. Millli, P. Tortora and P. Valeri, 1994. Sequence Stratigraphy and Depositional Setting of the Tiber Delta Integration of High - resolution Seismics, Well Logs and Archeological Data, J. S. R. No. 3

〔40〕F. L. Chiocci. 1994. Very High - Resolution Seismics as a Tool for Sequence Stratigraphy Applied to Outcrop, Scale Examples from Eastern Tyrrhenian Margin Holocene/Pleistocence Deposits. AAPG, Vol. 18, No. 3

〔41〕S. Creaney et al. 1993. Recurring Patterns of Total Organic Carbon and Source Rock Quality Within a Sequence Stratigraphic Framework. AAPG. Vol. 77, No. 3

〔42〕Percy P. H. Chen, 1993. Sequence Statigraphy and Continental Margin Development of the Northwesten Shelf of the South China Sea. AAPG, Vol. 77, No. 5

〔43〕SP. J. Cossry, 1992. Oligocene Hackberry Formation of Southwest Louisiana Sequence Stratigraphy, Sedimentology and Hydrocarbon Potential. AAPG, Vol. 76, No. 5

〔44〕Janet M. Combes, 1993. The Vicksburg Formation of Texas: Depositional System Distribution, Sequence Stratigraphy and Petroleum Geology. AAPG, Vol. 77, No. 11

〔45〕Grahau Evaps, 1993. Stratigraphic Sequences and Their Chronostratigraphic Correla-

tion. J. S. P, Vol. 63

〔46〕 P. Hurley, 1994. Recognition of Faults, Unconformites, and Sequence Boundaries Using Cummulative Dip Plots. AAPG, Vol. 78, No. 8

〔47〕 D. S. Hamilton et al, 1994. Utility of Coal Seams as Genetic Stratigraphic Sequence Boundaries in Nonmarine Basins: An Example from the Gunnedah Basin, Australia. AAPG, Vol. 78, No. 2

〔48〕 John D. Humphrey and Tod. N. Kimbeu, 1990. Sedimentology and Sequence Stratigraphy of Upper Pleistocene Carbonates of Southeastern Barbados, West Indies. AAPG, Vol. 74

〔49〕 Debra L. Hanneman, Charles J. Wideman and J. W. Halvorson. 1994 Calcic Paleosols: Their Use in Subsurface Stratigraphy. AAPG, Vol. 78

〔50〕 Tucker F. Hentz, 1994. Sequence Stratigraphy of the Upper Pennsylvanian Cleverland Formation: a Major gas sandstone, Western Anadarko Basin, Texas Panhandle. AAPG, Vol. 78, No. 4

〔51〕 Dale A. Leckie, 1994. Canturbury Plains, Newzealand: Implications for Sequence Stratigraphic Models. AAPG, Vol. 78, No. 8

〔52〕 John F. Lindsay, Donglas W. Holliday and Andrew G. Hulbert, 1993. Sequence Stratigraphy and the Evolution of the Ganges－Brahmaputru Delta Complex. AAPG, Vol. 75

〔53〕 J. G. Mondejar, 1993. Sequence Statigraphy and Systems tracts of a Mixed Carbonate and Siliciclastic Platform－Basin Setting. The Albian of Lunada and Soba. Northern Spain. AAPG, Vol. 77, No. 2

〔54〕 Ole Jmartinsen and William Helland －Hansen, 1994. Sequence Stratigraphy and Facies Model of an Incised Valley Fill; The Gironde Estuary, France－discussion, I. S. R., Vol. 60, No. 1

〔55〕 Ole J. Martinsen, Randi S. Martinsen, and James R. Steidtmann, 1993. Mesaverde Group (Upper Cretaceous) Southeastern Wyoming: Allostratigraphy Versus Sequence Stratigraphy in a Tectonically Active Area. AAPG, Vol. 77, No. 8

〔56〕 H, W. Posamentiir, 1992. Forced Regressions in a Sequence Stratigraphic Framework: Concepts , Examples, and Exploration Significance. AAPG, Vol. 76, No. 11

〔57〕 G. L. Smith et al 1993. Sequence Stratigraphy of the Lower Ordorician Prairie Du Chien Group on the Wisconsin Arch and in the Michigan Basin. AAPG, Vol. 77, No. 1

〔58〕 Finn Surlyk, 1991. Sequence Stratigraphy of the Jurassic－Lowermost Cretaceous of East Greenland. AAPG, Vol. 75, No. 9

〔59〕 Fadil N Sadooni, 1993. Stratigraphic Sequence, Microfacies and Petroleum Prospects of the Yamama Formation, Lower Cretaceous Southern Iraq. AAPG, Vol. 77, No. 11

〔60〕 Keith W. Shanley and Peter J. Mc. Cabe, 1994. Perspectives on the Sequence Stratigraphy of Continental Strata. AAPG, Vol. 78

〔61〕 J. Sydow and H. H. Roberts, 1994. Stratigraphic Framework of a Late Pleistocene Shelf－Edge Delta, Northeast Gulf of Mexico. AAPG, Vol. 78

〔62〕 J. C. Van Wagoner et al, 1990. Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs,

Cores, and Outcrops: Concepts for High－Resolution Correlation of Time and Facies. Published by The American Association of Petroleum Geologists, Oklahoma, U. S. A.

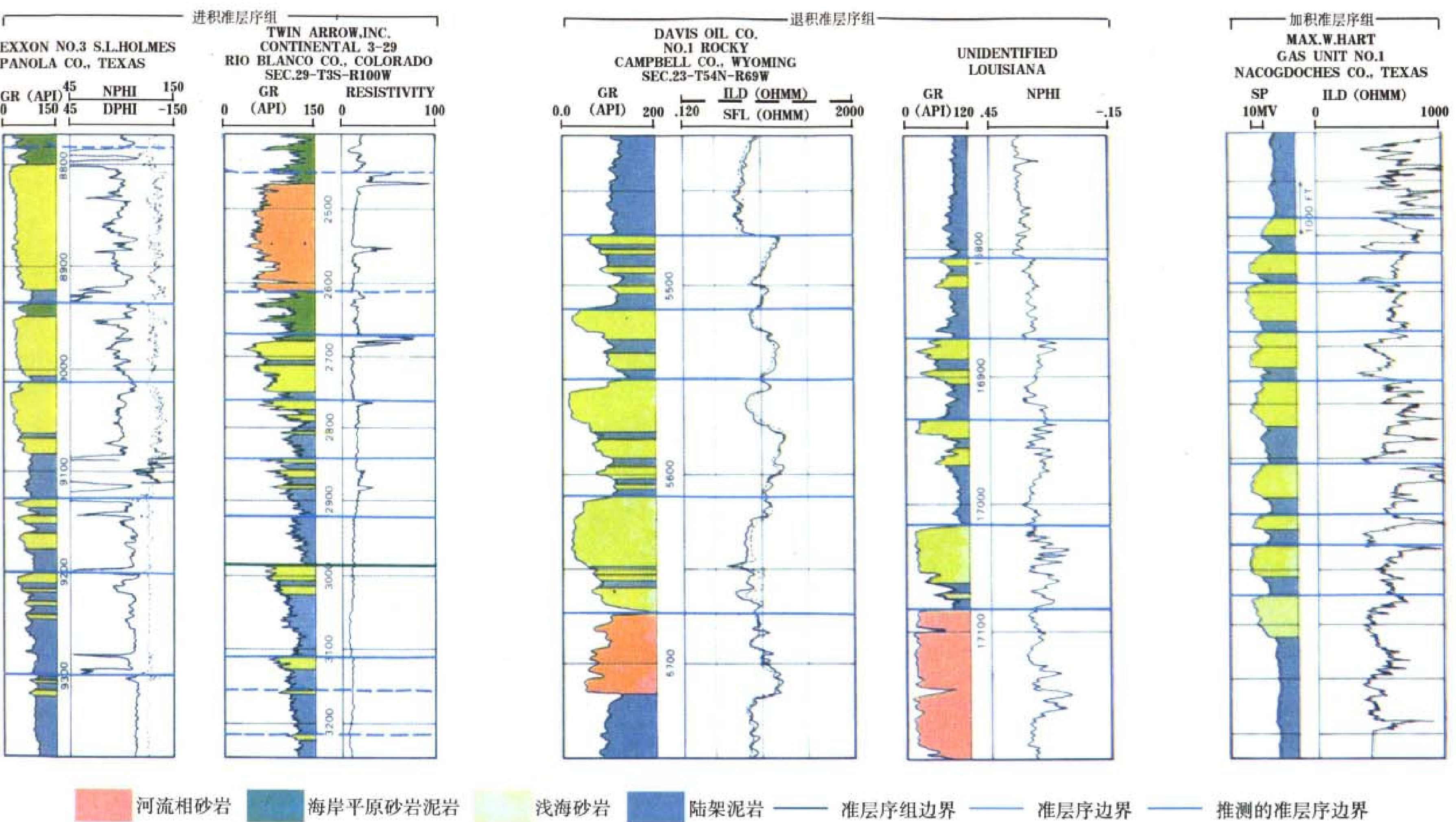
〔63〕 William A. Wescott, 1993. Geomorphic Threshoulds and Complex Response of Fluvial Systems－Some Implications for Sequence Stratigraphy. AAPG, Vol. 77, No. 7

〔64〕 Paul Weimer, 1991. Sequence Stratigraphy of the Mississippi Fan Related Oxygen Isotope Sea Level Index: Discussion. AAPG, Vol. 75, No. 9

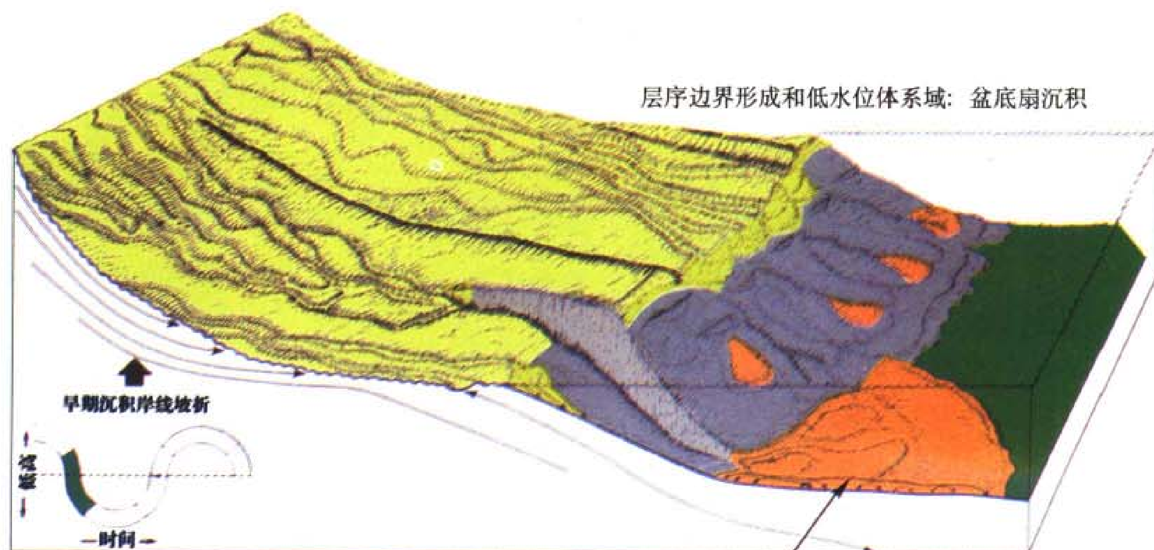
〔65〕 Paul Weimer, 1990. Sequence Stratigraphy, Facies, Geometries, and Depositional History of the Mississippi Fan, Gulf of Mexico. AAPG, Vol. 74, No. 4

〔66〕 L. Q. Xue, 1993. Genetic Sequence Stratigraphic Framework, Depositional Style, and Hydrocarbon Occurrence of the Upper Cretaceous QYN Formations in the Songliao Lacustrine Basin, Northeastern China. AAPG, Vol. 77

〔67〕 C. L. Zhao and Z. X. Jiang Special Editor－in－Chiefs, 1995. Scientia Geologica Sinica, Vol. 4, No. 4



图版 3-1 准层序组测井特性（据 Wagoner 等，1990）



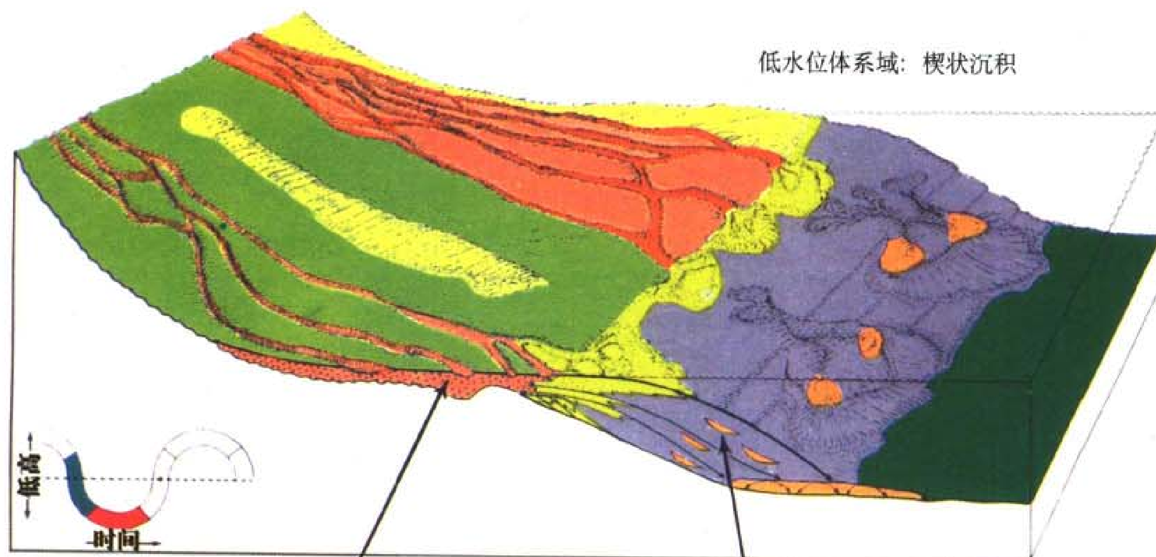


· 海平面下降速度超过沉降速度
· 陆架外缘海平面下降，陆架暴露遭侵蚀，峡谷切割
· 斜坡三角洲和海底扇沉积形成

照　片

加里福尼亚蒙蒂塞洛坝上白垩统土伦阶，科尔蒂纳组，贝纳多段海底扇砂岩

图版 3-2　层序演化：海平面相对快速下降（据 Wagoner 等，1990）





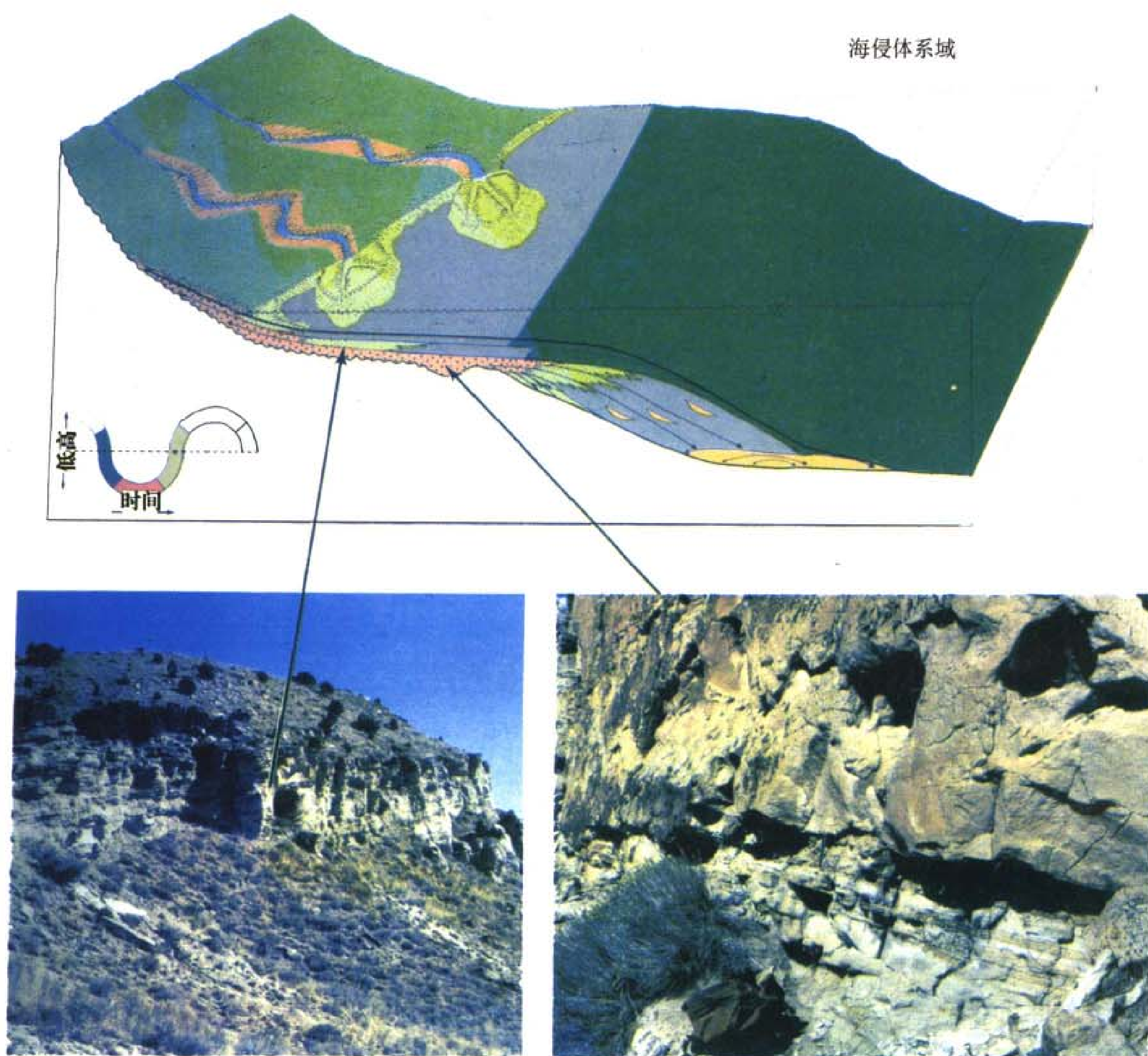


· 海平面下降速度降低、静止及缓慢上升
· 海底扇沉积停止
· 辫状河、河口湾相粗砂岩充填深切谷反映海平面上升
· 斜坡上浊积页岩楔状体与薄层砂岩在海底扇上形成下超

照　片

左：怀俄明州温德里弗盆地充填砂岩、泥岩的河口湾深切谷
右：西班牙低水位楔状浊积砂岩、泥岩

图版 3-3　层序演化：海平面慢速下降、静止和慢速上升
（据 Wagoner 等，1990）

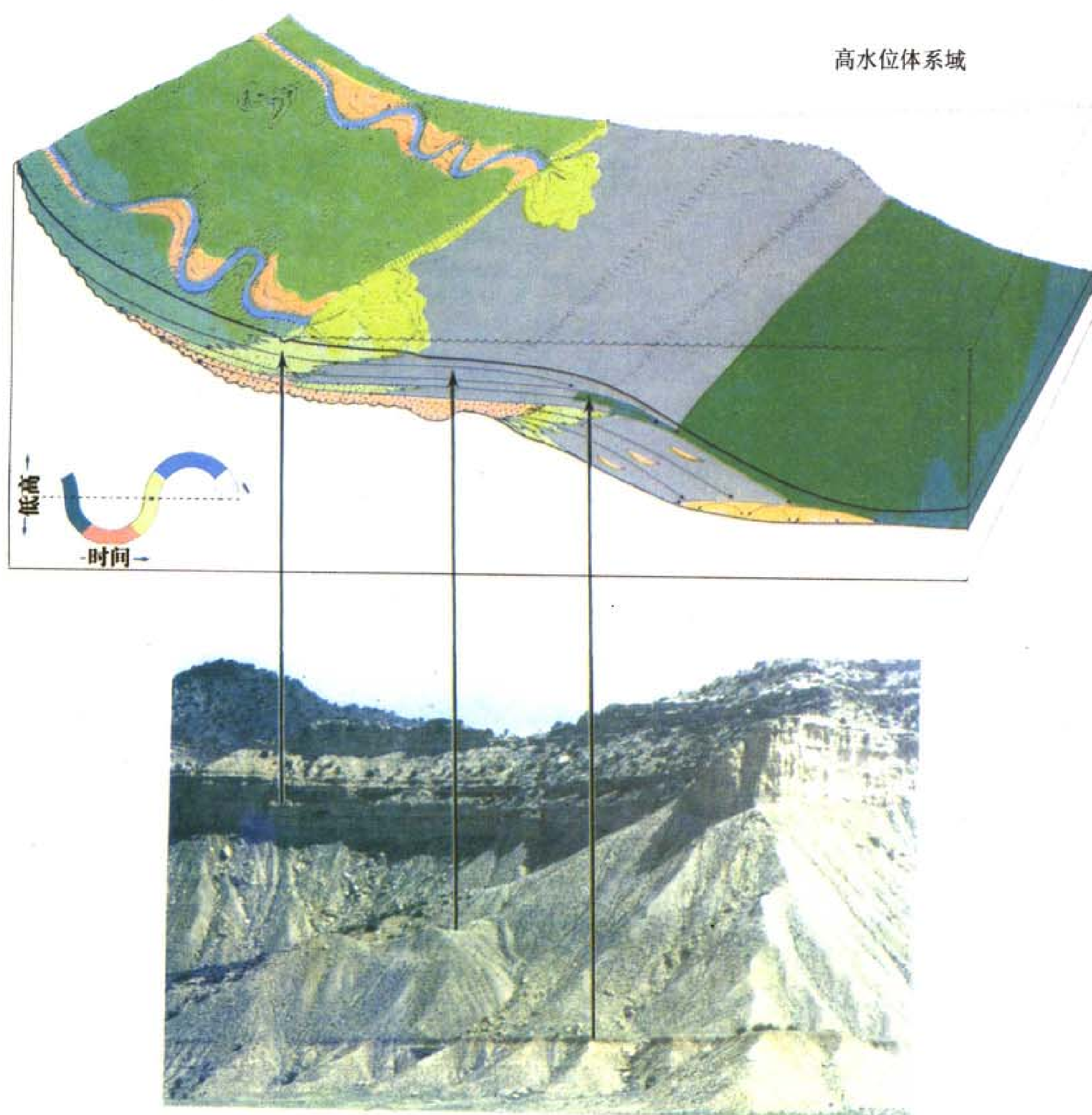


· 海平面上升速度最大
· 在短暂的减速过程中，上升准层序以向后叠加的形式进积
· 有机质富集相（密集段）向上迁移到大陆架上
· 河流系统由辫状河变成曲流河

照　　片

左：怀俄明州比格霍恩盆地向陆蚀退准层序，海进体系域蒂波特顶部砂岩
右：怀俄明州比格霍恩盆地辫状河深切谷砂岩（蒂波特砂岩）

图版 3-4　层序演化：海平面快速上升（据 Wagoner 等，1990）



· 海平面上升速度最小，在高水位晚期缓慢下降
· 沉积速度大于海平面上升速度形成高水位体系域中加积到进积准层序组
· 下超在密度段上的准层序

照 片

科罗拉多州道格拉斯克里克背斜布克悬崖普赖斯河组盖特堡段，巴克汤格段和赛戈段高水位体系域进积准层序组及其密集段（磷质鲕状岩）

图版 3-5 海平面相对慢速上升、静止和慢速下降（据 Wagoner 等，1990）



· 海平面下降速度超过沉积速度
· 海平面下降到陆架外缘，陆架暴露遭侵蚀，峡谷切割
· 斜坡三角洲和海底扇形成

照　　片

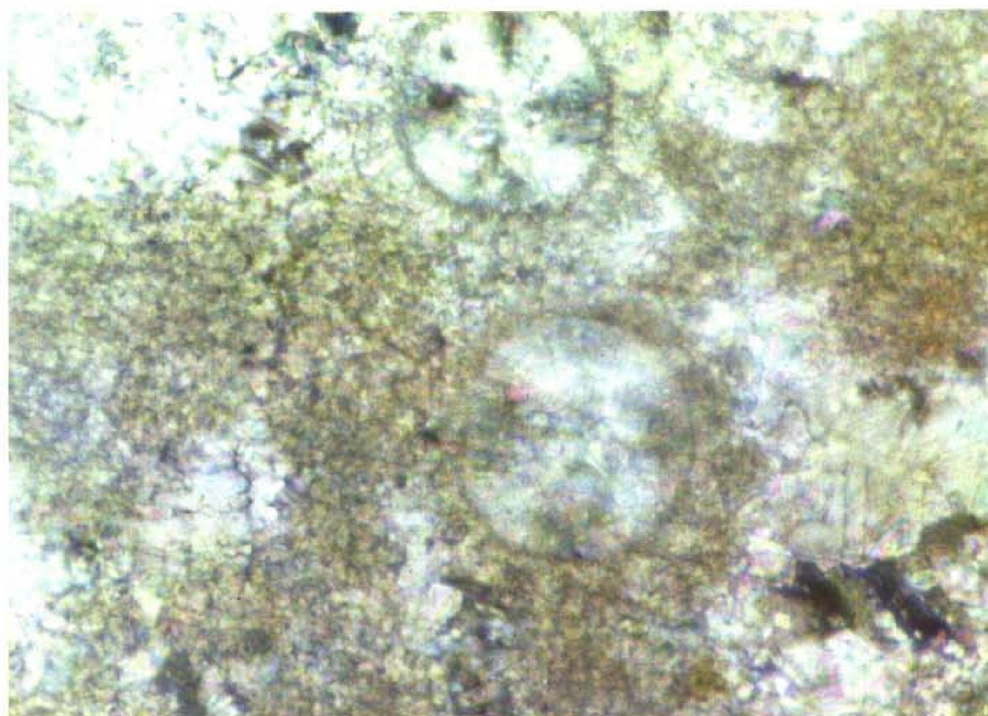
左：加里福尼亚州克拉门托谷博克舍组低水位楔状浊积砂、泥岩

右：加里福尼亚州萨克门托谷海底扇砂、砾岩（其底为层序边界）位于低水位楔状泥岩上；萨尔特克砾岩位于拉多加页岩之上

图版 3-6　层序演化：海平面相对快速下降（据 Wagoner 等，1990）



图版 4-1　层序 I 底面的古土壤薄层，土黄、褐色，第 33 层



图版 4-2 海侵体系域中的钙球，第 47 层，正交光 ×100



图版 4-3　石膏层中的大型交错层理，第 69 层



图版 4-4　第 75 层顶面的侵蚀面



图版 4-5　下切谷及充填，第 83 层顶